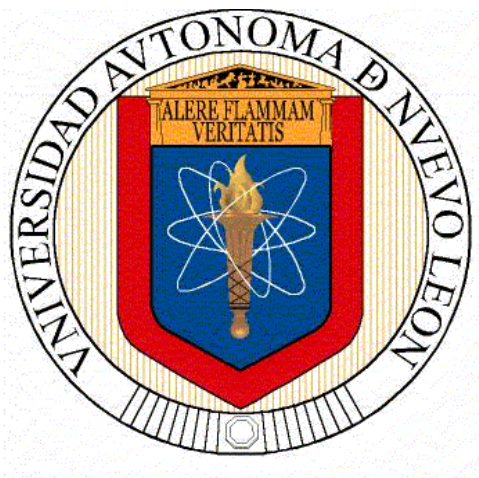


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**ANÁLISIS DEL CONTEXTO TECTÓNICO DEL EMPLAZAMIENTO
DE INTRUSIVOS EN EL TRANSPAÍS DE LA SIERRA MADRE
ORIENTAL**

PRESENTA

CÉSAR FRANCISCO RAMÍREZ PEÑA

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

FEBRERO 2014



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

ANÁLISIS DEL CONTEXTO TECTÓNICO DEL EMPLAZAMIENTO DE INTRUSIVOS
EN EL TRANSPAÍS DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL

QUE PRESENTA

CÉSAR FRANCISCO RAMÍREZ PEÑA

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO
ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO

LINARES, N. L.

FEBRERO DE 2014



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**ANÁLISIS DEL CONTEXTO TECTÓNICO DEL EMPLAZAMIENTO DE INTRUSIVOS
EN EL TRANSPAÍS DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL**

QUE PRESENTA

CÉSAR FRANCISCO RAMÍREZ PEÑA

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO
ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

COMITÉ DE REVISIÓN DE TESIS

DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO

DR. FERNANDO VELASCO TAPIA

**M.C. AUGUSTO ANTONIO RODRÍGUEZ
DÍAZ**

LINARES, N. L.

FEBRERO DE 2014

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

César Francisco Ramírez Peña
Febrero de 2014

DEDICATORIA

Agradezco a **DIOS** por haberme dado salud y fuerza para salir adelante durante toda mi formación académica.

A mi esposa **Blanca Nelly Rangel de Ramírez**, por su apoyo,
comprensión, y por incitarme siempre a salir adelante,
a proponerme metas y lograrlas.

A TODA MI FAMILIA...

AGRADECIMIENTOS

A mi *alma máter* la Universidad Autónoma de Nuevo León y a la Facultad de Ciencias de la Tierra, donde me he formado académicamente.

A mi asesor el **Dr. Gabriel Chávez Cabello**, por su apoyo y por ser mi **MAESTRO** durante las travesías desde mi tesis de licenciatura en Concepción del Oro, hasta este trabajo.

Al **Dr. Fernando Velasco Tapia** por haber aceptado ser parte del comité de revisión; así como: por sus consejos, comentarios y observaciones, que enriquecieron este trabajo de tesis. ¡Gracias Doctor!

Al **M.C. Augusto Antonio Rodríguez Díaz**, quien fue parte del comité que revisó este trabajo de tesis. Agradezco enormemente tu disposición, tus atinadas observaciones y las invitaciones a campo para aprender cosas nuevas del mundo de los yacimientos minerales.

Al **Dr. José Jorge Aranda Gómez**, del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, por el apoyo económico para las salidas al campo por medio del proyecto CONACyT clave: 129550 **Evolución Terciaria de Cuencas Continentales del Norte de México: Controles Tectónicos Heredados, Pulsos de Deformación, Magmatismo y Registro Bioestratigráfico (continuación proyecto 47071)** del cual es responsable.

Al todo el personal docente, administrativo y de intendencia de la Facultad de Ciencias de la Tierra. A los profesores que compartieron sus conocimientos durante las clases en el posgrado: Dres. Fernando Velasco, Gabriel Chávez, Juan Carlos Montalvo, Juan Alonso Ramírez, Rosbel Chapa, Francisco Medina, Sóstenes Méndez. A los Maestros: Augusto Rodríguez Díaz, Tomás Cossío, Federico Viera, Manuelita González, Adalberto Treviño y Pedro Rodríguez.

A Guillermo Alanís (QEPD) por el apoyo brindado en la preparación de las láminas delgadas.

A mis compañeros de generación Felipe Torres de la Cruz y Javier González Alejandro, gracias por el tiempo compartido y las buenas pláticas en el salón de posgrado.

A Héctor Martínez y Enoc Delgado, por su compañía y apoyo en el campo a pesar de las circunstancias...MUCHAS GRACIAS!!!

Un agradecimiento especial a Industrias Peñoles, a los Ings. Javier García Fons (Director de Exploración) y Edgar Escalante (Gerente de Exploración de la oficina Torreón), por su gran apoyo para la realización del mapeo geológico en la zona de Velardeña, Durango. Así como a los Ings. Brenda Pérez, Aldo Reyes, Perla Serrano y al Dr. Isidro Loza (Peñoles Velardeña), por su hospitalidad y apoyo.

A las autoridades municipales de Peñón Blanco, Durango por otorgar el permiso para realizar la geología de campo en la zona. A “Don Trinidad” por permitirnos instalar el campamento en su terreno, en la comunidad de Nuevo Covadonga.

ÍNDICE

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	I
LISTA DE TABLAS	XI
RESUMEN	XII
ABSTRACT	XIV

CAPÍTULO I: GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	1
1.3 TRABAJOS PREVIOS EN EL NOROESTE DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL	2
1.4 JUSTIFICACIÓN	5
1.5 OBJETIVOS	6
1.6 HIPÓTESIS	6
1.7 METODOLOGÍA	6

CAPÍTULO II: RASGOS TECTÓNICOS DE LA CORDILLERA NORTEAMERICANA

2.1 INTRODUCCIÓN	8
2.2 CINTURÓN SEVIER	10
2.2.1 Características estructurales y estilos de deformación	11
2.2.1.1 <i>Cinturón de cabalgamientos Montana-Nevada (cinturón Sevier)</i>	11
2.2.2 Edad de la deformación	14
2.3 REGIÓN DEL TRANSPAÍS	15
2.4 CINTURÓN METAMÓRFICO MESOZOICO	15
2.5 ARCO MAGMÁTICO CORDILLERANO	16
2.6 OROGENIA LARAMIDE	18
2.6.1 Características estructurales y estilos de deformación	20
2.6.2 Edad de la deformación	22
2.6.3 Magmatismo Laramide	22
2.7 CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO	23
2.7.1 Características estructurales y estilos de deformación	23
2.7.2 Edad de la deformación	26
2.8 PROVINCIA EXTENSIONAL BASIN AND RANGE	28
2.8.1 <i>Basin and Range</i> en México	30
2.9 RECAPITULACIÓN	36

CAPÍTULO III: MECANISMOS DE ASCENSO Y EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS

3.1 INTRODUCCIÓN	38
3.2 PROCESOS QUE GENERAN ESPACIO DENTRO DE LA CORTEZA	39
3.3 MECANISMOS DE ASCENSO DE MAGMAS	40
3.3.1 Ascenso a través de diques	41
3.3.2 Ascenso a través de diapiros	44
3.4 MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS	50
3.4.1 Introducción	50
3.4.2 Rebaje magmático (<i>Stoping</i>)	51
3.4.3 Hojas cónicas, subsidencia de calderas y diques anulares	52
3.4.4 Levantamientos de techo (Lacolitos)	54
3.4.5 Hundimientos de piso (Lopolitos)	55
3.4.6 Diapiros y plutones expandidos radialmente o inflados	56
3.4.7 Intrusivos misteriosos	58
3.5 CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE INTRUSIVOS PRE-, SIN- Y POST-TECTÓNICOS	58
3.5.1 Intrusivos pre-tectónicos	59
3.5.2 Intrusivos sin-tectónicos	60
3.5.3 Intrusivos post-tectónicos	60

CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA LOCAL

4.1 INTRODUCCIÓN	62
4.2 ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO INTRUSIVO VELARDEÑA	62
4.2.1 Formación Tamaulipas Inferior (Hauteriviano - Aptiano Inferior)	63
4.2.2 Formación La Peña (Aptiano inferior-superior)	64
4.2.3 Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano inferior)	66
4.2.4 Formaciones Indidura y Caracol (Cenomaniano superior-Turoniano y Coniaciano-Santoniano)	67
4.2.5 Formación Ahuichila (Paleoceno-Eoceno)	69
4.2.6 Rocas volcánicas y volcanoclásticas	70
4.2.7 Rocas intrusivas	71
4.2.7.1 Intrusivo “La Esperanza”	72
4.2.7.2 Intrusivo “Velardeña”	73
4.2.7.3 Intrusivo “La Aplita”	74
4.2.7.4 Intrusivo “La Industria”	76
4.3 ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO INTRUSIVO PEÑÓN BLANCO	77
4.3.1 Formación Cuesta del Cura	77
4.3.2 Formación Indidura	78

4.3.3 Formación Caracol	79
4.3.4 Formación Ahuichila	80
4.3.5 Rocas ígneas	81
4.3.5.1 Intrusivo Peñón Blanco	81
4.5 CLASIFICACIÓN DE ROCAS ÍGNEAS	86

CAPÍTULO V: ANÁLISIS ESTRUCTURAL

5.1 INTRODUCCIÓN	88
5.2 COMPLEJO INTRUSIVO VELARDEÑA (CIV)	88
5.2.1 Pliegues	89
5.2.2 Fallas	92
5.2.3 Vetas	100
5.2.4 Foliación	102
5.2.5 Secciones geológicas	105
5.2.5.1 Sección geológica A-A´	106
5.2.5.2 Sección geológica B-B´	106
5.2.5.3 Sección geológica C-C´	107
5.3 COMPLEJO INTRUSIVO PEÑÓN BLANCO (CIPB)	108
5.3.1 Pliegues	109
5.3.2 Fallas	111
5.3.3 Foliación	114
5.3.4 Secciones geológicas	116
5.3.4.1 Sección geológica A-A´	116
5.3.4.2 Sección geológica B-B´	117

CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN

6.1 INTRODUCCIÓN	119
6.2 INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO INTRUSIVO VELARDEÑA	120
6.2.1 Pliegues	120
6.2.2 Fallas y vetas	122
6.2.3 Foliación	124
6.2.4 Evidencias de deformación regional vs emplazamiento	125
6.2.5 Modelo de emplazamiento	125
6.3 INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO INTRUSIVO PEÑÓN BLANCO	128
6.3.1 Pliegues	129
6.3.1.1 Clasificación de pliegues relacionados con cabalgaduras	129
6.3.2 Fallas	132
6.3.3 Foliación	133
6.3.4 Evidencias de deformación regional vs. emplazamiento	134
6.3.5 Modelo de evolución geológica	135

6.4	CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA DE LOS INTRUSIVOS	137
------------	---	------------

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1	CONCLUSIONES DEL COMPLEJO INTRUSIVO VELARDEÑA	139
7.2	CONCLUSIONES DEL COMPLEJO INTRUSIVO PEÑÓN BLANCO	140
7.3	RECOMENDACIONES	141

	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	142
--	-----------------------------------	------------

ANEXO I MAPA Y SECCIONES GEOLÓGICO-ESTRUCTURALES DEL COMPLEJO INTRUSIVO VELARDEÑA

ANEXO II MAPA Y SECCIONES GEOLÓGICO-ESTRUCTURALES DEL COMPLEJO INTRUSIVO PEÑÓN BLANCO

LISTA DE FIGURAS

	Descripción	Pág.
Figura 1.1	Localización y vías de acceso a las áreas de estudio. Mapa de carreteras tomado de http://www.maps-of-mexico.com/Durango .	2
Figura 2.1	La Cordillera de Norteamérica se extiende de manera continua desde Alaska hasta el sistema de fallas Polochic-Motagua en la frontera México-Guatemala. Como primer aproximación se le puede dividir en el cinturón de pliegues y cabalgaduras, y el conjunto de terrenos tectonoestratigráficos del occidente. En los EEUU el cinturón de pliegues y cabalgaduras comprende los orógenos Sevier y Laramide. En México, el cinturón de pliegues y cabalgaduras incluye los cinturones de Chihuahua-Coahuila y la Sierra Madre Oriental (Campa, 1985; Coney y Evenchick, 1994). PC: Plataforma del Colorado; Coa: Plataforma de Coahuila; CH: Terreno Chortis.	9
Figura 2.2	Mapa tectónico generalizado del occidente de EUA donde se muestran los rasgos mayores de la Cordillera de Norteamérica. Además, se identifican los principales estructuras del cinturón Sevier (sombreado de gris oscuro), las cuales son explicadas brevemente en el texto (Traducido de DeCelles, 2004). (a) Sistemas cabalgantes del NW de Montana; (b) Saliente Helena; (c) Saliente Idaho-Wyoming-Utah; (d) Receso del SW de Montana; (e) Sistema cabalgante del Sur de Nevada.	18
Figura 2.3	Principales levantamientos y cuencas laramídicas. Adaptado de Chapin y Cather (1981), Seager y Mack (1986) y Oldow <i>et al.</i> (1989). Levantamientos: A: Beartooth, B: Bighorn, C: Black Hills, D: Wind River- Sweetwater, E: Laramie, F: Front Range, G: Uinta, H: Sierra Madre Park, I: Sawatch, J: Uncompahgre, K: San Rafael, L: Monument, M: Defienace, N: Zuni, Ñ: Jemez, O: Sandía, P: Sierra Anibacachi, Q: Hidalgo, R: Laramide-Burro, S: Río Grande. Cuencas: 1: Crazy Mountains, 2: Bighorn, 3: Powder River, 4: Wind River, 5: Green River, 6: Wachakie, 7: Hanna, 8: Denver, 9: Piceance, 10: Uinta, 11: Paradox, 12: San Juan, 13: Ratón, 14: Cabullona, 15: Ringbone, 16: Potrillo, 17: Love Ranch.	20
Figura 2.4	Modelos que definen los estilos de deformación laramídica en el antepaís de las Montañas Rocallosas: a) Cabalgadura vertical (<i>Upthrust fault</i>), b) Pliegues tipo sábana (<i>Drape fold</i>), c) levantamiento por cabalgadura (<i>Thrust up-lift</i>), d) Pliegues cabalgados (<i>Fold thrust</i>) y, e) levantamiento por cizalla lateral o transpresivo (<i>Wrench up-lift</i>). Modificado de Brown (1988).	21
Figura 2.5	Localización de los sectores con distinto estilo estructural y porcentaje de acortamiento que conforman a la Sierra Madre Oriental de México (Eguiluz <i>et al.</i> , 2000).	26

Figura 2.6	Distribución de la porción sur del <i>Basin and Range</i> en el SW de EUA y el norte de México, donde se muestran áreas que experimentaron extensión ENE entre (~13 y 5.5 Ma; adaptada de Henry y Aranda-Gómez, 2000). AZ=Arizona; NM= Nuevo México; RGR= <i>rift</i> Río Grande; So=Sonora; SSU=Sierra Santa Úrsula; Y=cuenca del Río Yaqui; C=Chihuahua; T=Trans-Pecos Texas; L=Loreto; Si=Sinaloa; RCO=graben de Río Chico-Otinapa; LE=campo volcánico Los Encinos; N=Nayarit; SR=Santa Rosa; Gu=Guanajuato; SMA=San Miguel de Allende; J=bloque de Jalisco.	31
Figura 2.7	Mapa tectónico de la parte norte de la Sierra Madre Occidental con indicación de la orientación y edad de la deformación extensional (Tomada de Ferrari et al., 2005).	33
Figura 2.8	Mapa tectónico de la parte central de la Sierra Madre Occidental con indicación de la orientación y edad de la deformación extensional (Tomada de Ferrari et al., 2005).	34
Figura 2.9	Mapa tectónico de la parte sur de la Sierra Madre Occidental con indicación de la orientación y edad de la deformación extensional (Tomada de Ferrari et al., 2005).	36
Figura 3.1	Diagramas de bloques esquemáticos que muestran el emplazamiento de magmas en: (a) charnelas de pliegues, (b) cuencas tipo “ <i>pull-apart</i> ” a lo largo de zonas de cizalla lateral y, (c) ambiente extensional (Paterson et al., 1991).	40
Figura 3.2	Imagen que muestra los procesos y mecanismos que controlan y resisten la propagación de los diques. (a) Magma en contacto con la roca encajonante (RE) no deformada; (b) dilatación de fractura; (c) propagación de fractura controlada por el esfuerzo tensil en la punta del dique; (d) disminución de la presión de magma en la punta del dique; (e) pérdida de calor que ocasiona solidificación del magma (Hoek, 1996).	42
Figura 3.3	Diagrama que representa el transporte de calor de un dique propagándose a cierta velocidad (V). La cristalización ocurre en la capa de la frontera termal (CFT; Hoek, 1996).	43
Figura 3.4	Ascenso a través de diapiros; (a) modelo de comportamiento de diapiros de diferente composición dentro de matrices variables (Grout, 1945); (b) deformación finita en roca encajonante para un diapiro en forma de hongo (Dixon, 1975).	45
Figura 3.5	Modelo de Dixon (1975) sobre el origen diapírico. Determinando: (a) una fase inactiva y tres fases activas: (b) de crecimiento lento, (c) de crecimiento rápido y, (d) estado semi-estacionario.	46
Figura 3.6	(a) Modelo de expansión de cámara magmática tanto por intrusión	47

de diapiros como de diques (adaptado de Brun y Pons, 1981); **(b)** modelo de emplazamiento de diapiros; **(c)** modelos de emplazamiento de diques en el que se crea y expande la cámara magmática (b y c tomados de Chávez-Cabello, 1998).

- Figura 3.7** Diagrama generalizado mostrando varios modelos para ascenso y emplazamiento de granitoides, todos iniciando con ascenso diapírico dentro del manto: **(1)** ascenso diapírico continuo con actividad tectónica ausente. El ascenso ocurre debido a flotación acompañada de expansión tardía, **(2)** Ascenso a través de un sistema mayor de fallas extensionales verticales, el magma asciende a niveles más altos con mayor aporte de magma ocasionando un comportamiento tipo caldera, **(3)** ascenso diapírico detenido por cambios de viscosidad en la frontera del Moho, ocurriendo dispersión lateral y regeneración de plutones corticales, **(4)** los diapiros pueden algunas veces ascender a la corteza media e intersectar fallas de rumbo produciendo finalmente plutones alargados con expansión tardía; **(5)** el magma puede ascender a través de zonas de cizalla lítricas desde las zonas de fusión bajo la corteza, ocasionando hojas lítricas rellenas de granito o hasta calderas asimétricas, **(6)** el magma en ascenso puede intersectar zonas de fallas transcurrentes profundas que crean espacio para el ascenso y emplazamiento de magmas. Para todos los casos la fuente está localizada dentro del manto litosférico (Hutton, 1988). 49
- Figura 3.8** Diagrama 3D que esquematiza los mecanismos de emplazamiento de magmas clásicos y las relaciones de corte producidas durante el emplazamiento de un plutón en un ambiente extensional; donde: **(1)** rebaje magmático (*stoping*), **(2)** levantamiento de techo, **(3)** deformación dúctil de la roca encajonante y flujo de retorno de la aureola, **(4)** asimilación de la roca encajonante, fusión y anatéxis, **(5)** desplazamiento lateral de la pared por fallamiento o plegamiento, y **(6)** emplazamiento en ambiente extensional (Paterson *et al.*, 1991). 52
- Figura 3.9** Estructura de caldera que muestra el hundimiento del techo de la cámara magmática (*cauldron subsidence*; Pitcher, 1979). 53
- Figura 3.10** Sección que muestra la trayectoria de los esfuerzos actuantes en el techo de una cámara magmática. **(a)** Durante la etapa inicial el exceso de presión expande la cámara formando fracturas cónicas que son rellenadas por magma para formar diques cónicos; **(b)** durante la etapa final el decremento de presión de magma ocasiona contracción en la cámara permitiendo el colapso del techo, limitado por fracturas circulares que son rellenadas por magmas para formar diques anulares (Anderson, 1936). 53
- Figura 3.11** Formas extremas de lacolitos: **(a)** Lacolito perforado (tipo pistón) limitado por fallas periféricas y, **(b)** Lacolito tipo árbol de navidad (Corry, 1988). Nótese el apilamiento de lacolitos de dimensiones menores hacia zonas más someras de la corteza. 55

Figura 3.12	Lopolito clásico en la cima de una cámara magmática (Corry, 1988).	56
Figura 3.13	(a) Sección de un diapiro con forma de hongo, (b) de un diapiro cortante y, (c) un plutón inflado. Los bordes de los recuadros son indicadores pasivos tanto de la deformación como del volumen necesario para el emplazamiento (Paterson <i>et al.</i> , 1991).	57
Figura 3.14	Patrones de foliación hipotéticos esperados alrededor de plutones pre-tectónicos (a y b), sin-tectónicos (c y d) y post-tectónicos (e y f) emplazados bajo condiciones forzadas (a, c y e) y pasivas (b, d y f). Las líneas discontinuas muestran foliaciones formadas durante emplazamiento y las continuas son formadas durante deformación regional. Nótese que los patrones de foliación pueden ser esencialmente idénticos a lo largo de los lados del plutón, pero difieren cerca de sus puntas (Paterson <i>et al.</i> , 1991).	61
Figura 4.1	Columna estratigráfica del área de estudio, la cual contiene al Complejo Intrusivo de Velardeña.	63
Figura 4.2	Afloramiento donde se presenta la litología que comprende a la Formación Tamaulipas Inferior en el área de estudio (Localidad: La Esperanza, Complejo Intrusivo de Velardeña).	64
Figura 4.3	Géneros de ammonitas presentes en la Formación La Peña: (a) Género <i>Dufrenoyia</i> , (b) <i>Gargasicerias</i> y (c) <i>Caseyella</i> . P= costillas primarias, S= costillas secundarias. La flecha verde indica enrollamiento evolutivo y la amarilla enrollamiento involutivo (Moreno-Bedmar <i>et al.</i> , 2013).	65
Figura 4.4	(a) Miembros litológicos que constituyen a la Formación La Peña y, (b) acercamiento de impresión de una ammonita del género <i>Dufrenoyia</i> presente en la parte basal de la formación (Localidad: La Esperanza, Complejo Intrusivo de Velardeña).	66
Figura 4.5	(a) Afloramiento de marga con bandas de pedernal y bancos de brecha calcárea de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura en la zona NW del CIV. (b) Acercamiento donde se muestra la textura fragmental de la brecha calcárea y, (c) Fotomicrografía donde se muestran los componentes de la brecha calcárea (Bm: biomicrita; Dol: dolomita).	67
Figura 4.6	(a) Marga y lutita de la Formación Indidura, descansando concordantemente sobre brecha calcárea de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura. (b) Afloramiento de lutita y arenisca en la cima de la Formación Caracol y (c) fotomicrografía donde se muestran los cristaloclastos que conforman a la arenisca (Localidad: La Industria, área sur del Complejo Intrusivo de Velardeña).	69

Figura 4.7	(a) Afloramiento del conglomerado de la Formación Ahuichila; (b) acercamiento donde se observan los fragmentos calcáreos y de pedernal, (c) material epiclástico dentro de la Formación Ahuichila (Localidad: La Industria, área sur del Complejo Intrusivo Velardeña).	70
Figura 4.8	(a) Afloramiento de toba andesítica sobreyacida por andesita con textura fluidal; (b) vetilleo de selenita y marcas de oxidación afectando a la toba andesítica; (c) acercamiento de andesita con estructura de flujo; (d) fotomicrografía donde se muestra el arreglo mineral de la andesita.	71
Figura 4.9	(a) Afloramiento del intrusivo “La Esperanza” en contacto con caliza de la Formación Tamaulipas Inferior. (b y c) Fotomicrografías del arreglo mineral que conforma a la cuarzomonzodiorita.	73
Figura 4.10	(a) Imagen panorámica donde se observa al intrusivo Velardeña; (b) afloramiento donde se presenta textura brechoide en el intrusivo. (c) Fotomicrografía donde se muestran los minerales principales que conforman al pórfido granodiorítico con notoria alteración sericítica en las plagioclasas.	74
Figura 4.11	(a) Imagen panorámica donde se observa al intrusivo “La Aplita” en la zona noreste del área de estudio y su relación espacial respecto al intrusivo “Velardeña”; (b) acercamiento donde se observa a “La Aplita” con presencia de foliación magmática, y siendo afectada por hidrotermalismo, (c) fotomicrografía donde se muestra cuarzo elongado paralelo a la foliación.	75
Figura 4.12	(a) Imagen panorámica del intrusivo “La Industria” encajonado por la Formación Ahuichila. (b y c) Fotomicrografías donde se muestra la mineralogía que constituye al intrusivo “La Industria”.	76
Figura 4.13	Columna estratigráfica esquemática de la zona del Complejo Intrusivo de Peñón Blanco.	77
Figura 4.14	Afloramiento de caliza arcillosa ondulante con bandas y nódulos de pedernal negro perteneciente a la Formación Cuesta del Cura en la zona SW del CIPB.	78
Figura 4.15	Afloramiento de rocas arcillosas pertenecientes a la Formación Indidura en la parte SW del área de CIPB.	79
Figura 4.16	(a) Afloramiento de arenisca intercalada con lutita de la Formación Caracol en la zona NW del área de estudio; (b) acercamiento donde se observa la presencia de rizaduras en la arenisca.	80
Figura 4.17	(a) Afloramiento de la Formación Ahuichila en la parte NW del área de estudio; (b) acercamiento donde se observa a los componentes líticos del conglomerado; (c) arenisca y toba color rosa que	81

constituyen la cima de la Formación Ahuichila. **(d)** Brecha sedimentaria con fragmentos de caliza y arenisca que comprende la base de la Formación Ahuichila.

Figura 4.18	(a) Imagen panorámica donde se observa a diques pegmatíticos cortando al intrusivo, en la parte derecha de (a), se muestran acercamientos sobre los macrocristales que conforman a las pegmatitas. (b) Vista panorámica del intrusivo “Peñón Blanco” encajonado por rocas calcáreas de la Formación Cuesta del Cura inclinadas al noreste, al lado derecho de (b) son fotomicrografías del granito donde se identifican a los cristales que conforman el arreglo mineral (Feld-K: Feldespato potásico, Plg: plagioclasa, Bt: biotita, Qz: cuarzo y Mc: microclina).	83
Figura 4.19	(a) Afloramiento de dique félsico cortado por fallas y, (b) fotomicrografía donde se muestra al arreglo mineral que lo constituye (Ms: muscovita; Qz: cuarzo; Feld-k: feldespato potásico; Plg: plagioclasa).	84
Figura 4.20	Afloramiento de dique granítico deformado y fotomicrografías (lado derecho) donde se muestra el arreglo mineral que lo constituye (Qz: cuarzo; Feld-k: feldespato potásico; Plg: plagioclasa).	85
Figura 4.21	Diagrama QAP de Le Maitre <i>et al.</i> (2002) que muestra la clasificación modal para las muestras colectadas en los complejos intrusivos de Velardeña (CIV) y Peñón Blanco (CIPB). 3a: Sienogranito; 3b: monzogranito; 4: granodiorita; 9*: cuarzomonzodiorita.	87
Figura 5.1	Mapa geológico-estructural de donde se muestran las principales estructuras y litología que afloran en el Complejo Intrusivo de Velardeña.	89
Figura 5.2	Afloramiento donde se presenta plegamiento con vergencia de 08° al SSW afectando a rocas de la Formación Cuesta del Cura (localidad: La Industria). Nótese la actitud subhorizontal del plano axial (línea naranja) y el fallamiento incipiente (línea amarilla) indicando transporte al SSW.	90
Figura 5.3	Plegamiento disarmónico con transporte al NW, afectando a la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura (Localidad: Vista Hermosa).	91
Figura 5.4	(a) Afloramiento de pliegues tipo <i>chevron</i> desarrollados en rocas de la Formación La Peña. (b) En la red estereográfica se muestran datos de estatificación del anticlinal y el sinclinal, nótese la inmersión de los ejes de pliegues cercana a 45° hacia el sur.	91
Figura 5.5	(a) Pliegue abierto dentro de la Formación Cuesta del Cura en la zona de contacto con el intrusivo Velardeña; (b) pliegue anticlinal	92

suave relativamente lejos de la zona de contacto del intrusivo. En las redes se grafican los datos de estratificación de cada pliegue (Localidad: Velardeña).

Figura 5.6	(a) Cañada donde aflora la zona de falla “Vista Hermosa”, y unidades litológicas a las que desplaza; (b) acercamiento de la zona de brecha de falla y, (c) red de Schmidt donde se muestra la actitud de la misma (CMD: 310/65 y <i>pitch</i> 87° NE).	93
Figura 5.7	Afloramiento de falla normal donde se observa oxidación importante sobre su traza (Localidad: Vista Hermosa).	94
Figura 5.8	Falla normal con bloque de techo caído hacia el NE en las faldas del cerro “La Pedrera” (Localidad: Velardeña).	95
Figura 5.9	Afloramiento de la falla “Velardeña” y red estereográfica mostrando su cinemática (Localidad: Velardeña).	95
Figura 5.10	Fotografía panorámica de la falla normal que aflora en la zona sur de “La Industria”.	96
Figura 5.11	(a) Imagen donde se muestra la zona de afloramiento de la falla inversa con componente lateral izquierda menor que aflora al W de la zona de La Industria, y (b) acercamiento donde se observa la zona de brecha cataclástica de la falla. (c) Red estereográfica donde se muestra la actitud de la falla (Localidad: Al W de La Industria).	97
Figura 5.12	(a) Imagen donde se muestra la traza de la falla lateral derecha, y (b) red estereográfica mostrando la cinemática de la misma. (c) Fallas normales y (d) fracturas sub-verticales afectando a la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta Cura en las cercanías al intrusivo La Esperanza (Localidad: La Esperanza).	98
Figura 5.13	Fallas subverticales con dirección NNE-SSW (a); y WSW-ENE con <i>pitch</i> 87° SSE, (b) afectando a la Formación Tamaulipas Inferior al sur del intrusivo “La Esperanza”, y (c) red estereográfica indicando la dirección de las mismas (Localidad: La Esperanza).	99
Figura 5.14	(a) Afloramiento de zona de falla normal principal afectando al intrusivo “La Aplita”. (b) superficies de falla secundarias y, (c) red estereográfica donde se muestran las estructuras que afloran en la zona, así como la relación geométrica que existe entre las mismas (Localidad: Velardeña).	100
Figura 5.15	(a) Zona de afloramiento de veta de calcita que corta discordantemente a rocas calcáreas de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura en la zona SE del área de estudio (CMD: 340/70). (b) Veta de calcita que corta a la Formación Tamaulipas Inferior al sur del intrusivo “La Esperanza” (CMD: 180/80). (c) Estructura vetiforme de calcita aforando en la parte central del área	102

de estudio (CMD: 300/85); **(d)** zona de mineralización de sílice bandeado en las cercanías a la veta de calcita.

Figura 5.16	Planos de foliación donde se observa la presencia de precipitación de minerales con avanzado estado de oxidación, nótese el control estructural de la mineralización en esta zona (localidad: La Esperanza). La red estereográfica ilustra la actitud de la foliación en la zona.	103
Figura 5.17	(a) Planos de foliación afectando a caliza y pedernal de la Formación Tamaulipas Inferior, nótese como la foliación extrangula a los fragmentos de pedernal. (b) Vetilla de calcita aboudinada debido a la intensa foliación; en la red de <i>Schmidt</i> se muestran la dirección general de la foliación en la zona (Localidad: La Esperanza).	103
Figura 5.18	Afloramiento de la Formación Tamaulipas Inferior, ocurren estructuras que evidencian acortamiento en dirección SE, desde el intrusivo La Esperanza (Localidad: La Esperanza).	104
Figura 5.19	(a) Planos de foliación magmática en la zona SE del intrusivo “La Aplita” y red de Schmidt donde se ilustra el sentido de la misma, (b) fotomicrografía donde se muestra un xenolito y como la foliación esta curvada envolviéndolo. (c) Foliación magmática incipiente en la zona SE del intrusivo “Velardeña”, y red de Schmidt con la foliación graficada. (d) Foliación magmática incipiente en la zona norte del intrusivo “La Esperanza” y red de Schmidt donde se ilustra la dirección de la misma.	105
Figura 5.20	Sección geológica A-A' que muestra las estructuras presentes en la parte central del CIV.	106
Figura 5.21	Sección geológica B-B' que muestra las estructuras presentes en la parte norte del CIV.	107
Figura 5.22	Sección geológica C-C' que muestra las estructuras presentes en la parte oriental del CIV.	108
Figura 5.23	Mapa geológico-estructural donde se muestran las principales estructuras que afloran en el Complejo Intrusivo de Peñón Blanco.	109
Figura 5.24	Imagen panorámica donde se muestra al anticlinal “El Yerbanís”; así como al intrusivo Peñón Blanco emplazado en el núcleo del pliegue.	110
Figura 5.25	(a) Pliegue anticlinal en la Formación Cuesta del Cura donde se presentan planos de foliación y de disolución por presión, (b) red estereográfica donde se representan los flancos que definen al pliegue (líneas azules) y a la foliación (líneas negras). (c) Plegamiento centimétrico indicando transporte tectónico hacia el	111

NE, y **(d)** red estereográfica representando el plegamiento (Localidad: Cañón Petra). Ambos pliegues muestran inmersión hacia el SE.

- Figura 5.26** **(a)** Afloramiento de la falla normal localizada en la parte SW del anticlinal “El Yerbanís”, **(b)** estructuras sigmoidales indicando el sentido de movimiento de bloques involucrados en la falla. **(c)** Acercamiento de un plano estriado que indica el sentido de movimiento de bloques y, **(d)** Red de Schmidt donde se grafica la actitud de la falla y la dirección de movimiento de los bloques involucrados en esta (CMD 130°/70° *pitch* 80° SW). 112
- Figura 5.27** **(a)** Afloramiento de falla inversa que corta a dique granítico en el NW del área de estudio; **(b)** acercamiento donde se observa la zona de brecha de falla; **(c)** estructura de libros rotados indicando el sentido de cizalla. La red estereográfica muestra el plano de falla y la dirección de la estría. 113
- Figura 5.28** **(a)** Afloramiento de dique falla y *sill* interconectados, **(b)** acercamiento donde se observa al dique emplazado en una zona de movimiento de bloques, **(c)** red estereográfica donde se muestra al dique-falla (línea azul) y al *sill* (línea negra) graníticos. **(d)** Afloramiento donde se presenta la ramificación de un *sill*, desde un dique que se encuentra conectado con el intrusivo “Peñón Blanco”. 114
- Figura 5.29** **(a)** Afloramiento de *sill* granítico emplazado en la Formación Cuesta del Cura, **(b)** acercamiento donde se observan las estructuras de *pinch and swells* en sills de escala centimétrica en el borde del intrusivo; **(c)** red estereográfica que ilustra la actitud de la foliación y, **(d)** microfotografía donde se observa a los fenocristales residuales que conforman la roca; nótese la intensa recrystalización que ocurre en la periferia de los fenocristales, así como la elongación extrema que presenta la biotita. 115
- Figura 5.30** Imágenes donde se muestra el desarrollo de foliación magmática **(a y c)**. Redes estereográficas donde se muestra la actitud de la foliación de la zona NE **(b y d)** y la zona SW del CIPB. 116
- Figura 5.31** Sección geológica A-A' que ilustra las estructuras principales que afloran en la porción norte del CIPB. 117
- Figura 5.32** Sección geológica B-B' que ilustra las estructuras principales que afloran en la porción sur del CIPB. 118
- Figura 6.1** Imagen regional donde se ilustran los rasgos tectónicos principales que constriñen la geomorfología donde afloran los complejos intrusivos en estudio; las líneas naranjas indican la dirección de los pliegues cercanos a las zonas de estudio. 1: Torreón, Coah; 2: Nazas, Dgo; CIV: Complejo Intrusivo Velardeña; CIPB: Complejo Intrusivo Peñón Blanco; LST: Lineamiento San Tiburcio. 120

Figura 6.2	(a) Deslizamiento capa a capa que genera la ruptura de picos estilolíticos en la Formación Tamaulipas Inferior. (b) Presencia de bloques de mármol dentro del intrusivo “La Esperanza” (Localidad: La Esperanza).	124
Figura 6.3	Modelo de emplazamiento del Complejo Intrusivo Velardeña (etapas 1-4).	127
Figura 6.3	<i>Continuación</i> (etapas 5-7)	128
Figura 6.4	Esquema teórico de pliegue de flexión de falla y pliegue de flexión de falla obtenido de un perfil sísmico (anticlinal <i>Lost Hills</i> , USA, modificado de Medwedeff, 1989). Las capas situadas por encima de la formación <i>Reff Ridge</i> son sedimentos sin-tectónicos (<i>growth strata</i>) depositados durante el crecimiento del pliegue (Editado de Poblet, 2004).	130
Figura 6.5	Pliegue de propagación de falla teórico y pliegue de propagación de falla obtenido a partir de un perfil sísmico (cuenca del Po, Italia, modificado de Prieri, 1989). Las capas por encima del Mioceno son sedimentos sin-tectónicos (<i>growth strata</i>) depositados durante el crecimiento del pliegue, mientras que la parte superior del Cuaternario corresponde a sedimentos pos-tectónicos depositados después del crecimiento del pliegue (Editado de Poblet, 2004).	131
Figura 6.6	Pliegue despegado teórico y pliegue despegado obtenido a partir de datos de campo (anticlinal de Mediano, Pirineos). Las capas del Lutecience-Bartonience corresponden a sedimentos sin-tectónicos (<i>growth strata</i>) depositados durante el crecimiento del pliegue. El flanco frontal del pliegue está cortado por una falla inversa (Editados de Poblet, 2004).	131
Figura 6.7	Modelo de evolución geológica del CIPB donde se muestran las siete etapas discutidas en el texto (sin escala).	137

LISTA DE TABLAS

	Descripción	Pág.
Tabla 2.1	Contraste de las principales características de los cinturones que conforman la Cordillera de Norteamérica.	37
Tabla 3.1	Resumen de las características observadas para diques y diapiros (Adaptada de Paterson, 1997, no publicada; después de Marsh, 1982).	49
Tabla 4.1	Información petrográfica de las muestras colectadas en el área de estudio, incluye las muestras del Complejo Intrusivo de Velardeña (CIV) así como las del Complejo Intrusivo de Peñón Blanco.	86

RESUMEN

El análisis geológico-estructural en aureolas tectónicas de cuerpos intrusivos, emplazados dentro de cinturones orogénicos o tafrogénicos, es de gran importancia para: (a) establecer relaciones temporales entre emplazamiento y deformación regional y (b) determinar los mecanismos de ascenso y emplazamiento que acomodaron el volumen de magma emplazado en diferentes niveles de la corteza continental.

Los complejos intrusivos de Velardeña (CIV) y Peñón Blanco (CIPB) se encuentran emplazados en el transpaís del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (SMO), en el noreste y centro de Durango, respectivamente. Específicamente, el CIV se localiza entre el límite suroeste del Sector Transversal de Parras y la Mesa Central, cerca del cambio de rumbo de los ejes de pliegues que generan el receso de Torreón, en su parte interna. El CIPB aflora en la frontera entre el límite sur del Sector Transversal de Parras y la zona norte de la provincia extensional de la Mesa Central.

El CIV corresponde a una estructura dómica, constituida por rocas sedimentarias marinas del Cretácico y continentales del Terciario, las cuales están afectadas por el emplazamiento de intrusivos en forma de *sills*, diques y *stocks* de composición intermedia y ácida. Los mecanismos de emplazamiento de magmas que operaron en la zona corresponden a: **(a) Levantamiento del techo de la cámara magmática (*doming*)**, evidenciado por la presencia de plegamiento periférico generado por deslizamiento flexural, así como fallamiento lateral, y una posterior e importante etapa de fallamiento normal en el techo de la cámara magmática; **(b) rebaje magmático (*stoping*) y hundimiento incipiente del techo de la cámara magmática (*cauldron subsidence*)**, lo cual está representado por fallamiento normal periférico al domo, así como hundimiento de la parte central del mismo, con presencia de bloques basculados y metamorfizados. La ausencia de estructuras regionales que permita establecer relaciones temporales entre la deformación regional y el emplazamiento del complejo ígneo, la relación de corte respecto a la Formación Ahuichila, así como la ausencia de deformación penetrativa en los intrusivos, permite definirlo como un complejo intrusivo misterioso, emplazado de manera forzada (levantamiento y acortamiento periférico) y post-tectónico a la deformación Sevier-Laramide de la SMO.

El Complejo Intrusivo de Peñón Blanco corresponde a un plutón monzogranítico con diques y *sills* asociados, emplazado en el núcleo y flanco trasero del anticlinal “El Yerbanís”, un pliegue regional por flexión de falla, roto en ambos flancos por fallas normales regionales del *Basin and Range*. Las estructuras que afloran en la aureola tectónica del intrusivo, así como la localización de este en el núcleo del anticlinal regional, permiten establecer la operación de: **rebaje magmático (*stoping*), deformación dúctil y probablemente asimilación de rocas encajonantes**. La ausencia de evidencias de deformación asociada al plegamiento regional, dentro del intrusivo, permite definir al CIPB como post-tectónico a la deformación regional Sevier-Laramide; sin embargo, las diferencias litológicas de la Formación Ahuichila y su relación de corte respecto al fallamiento normal regional, indican que el complejo es pre-tectónico al *Basin and Range* en la zona de Durango.

Finalmente, la relación de corte entre los dos complejos intrusivos y la Formación Ahuichila permite identificar una migración en la edad del magmatismo de oeste a este. Con base en su mineralogía es posible clasificarlos como granitoides tipo I, típicos en la cordillera Norteamericana, generados por fusión parcial del manto durante la subducción de la placa Farallón bajo la placa de Norteamérica.

ABSTRACT

The geological-structural analysis in tectonic aureoles of intrusive bodies emplaced in orogenic or tafrogenic belts is very important to: (a) establish temporal relationships between emplacement and regional deformation, and (b) to determine the emplacement and ascent mechanisms that accommodate magma volume set on different levels of the continental crust.

The Velardeña (CIV) and Peñón Blanco (CIPB) intrusive complexes are emplaced in the hinterland of the Sierra Madre Oriental fold and thrust belt, in the northeast and center of Durango, respectively. Specifically, the CIV is located between the southwest boundary of Parras Transversal Range and the Mesa Central, near to the strike change of the Torreon recess fold axes. The CIPB, is exposed in the border of Parras Transversal Range and the north side of Mesa Central.

The CIV is a dome structure, constituted by Cretaceous marine and Tertiary continental sedimentary rocks, which were intruded by dikes, sills and stocks of intermediate to acid composition. The emplacement mechanism that operated in the CIV corresponds to: (a) doming, which is evidenced by peripheral flexural slip folding, as well as strike slip faulting, and a subsequent and important step of normal faulting on the roof of the magma chamber; (b) stoping and an incipient step of cauldron subsidence, which is represented by the dome peripheral normal faulting and sinking of the central part thereof, with the presence of tilted and metamorphic blocks. The absence of regional structures that allow to establish temporal relationships between regional deformation and emplacement of the igneous complex, the cross cutting relation respect to Ahuichila Formation, and the non-penetrative deformation on the intrusives allows define to CIV as a mysterious igneous complex, which was emplaced in forced conditions (doming and peripheral shortening) and post-tectonic to the Sevier-Laramide regional deformation.

The CIPB corresponds to a monzogranitic pluton, which was emplaced in the core and back limb of the “El Yerbanís” anticline, a regional fault bend fold, broken on both limbs by regional normal faults associated to the Basin and Range. The emplacement mechanism that operated in the CIPB corresponds to: stoping, ductile deformation and probably host rock assimilation. The absence of evidences of deformation associated with the regional folding into the intrusive, allows to define CIPB as post-tectonic to the regional Sevier-Laramide deformation; however, the lithological differences of the Ahuichila Formation, and its relation with the normal regional faulting indicate that the this igneous complex is pre-tectonic to the Basin and Range in Durango.

Finally, the cross-cutting relationship between the both igneous complexes and the Ahuichila Formation, allows to define a migration of magmatism age from west to east. Based on their mineralogy, the CIV and CIPB can be classified as I-type granitoids, typical in the American cordillera, generated by partial melting of the mantle during subduction of the Farallón plate beneath the North American plate.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

La presente tesis se realizó bajo el marco del proyecto CONACyT clave: 129550 **Evolución Terciaria de Cuencas Continentales del Norte de México: Controles Tectónicos Heredados, Pulsos de Deformación, Magmatismo y Registro Bioestratigráfico (continuación proyecto 47071)**. Este trabajo consistió en un estudio detallado de cartografía geológica y análisis estructural de los complejos intrusivos “Velardeña” y “Peñón Blanco”, con la finalidad de identificar los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas que operaron en cada uno de ellos, así como la relación temporal entre estos y los eventos de deformación regional que afectaron el Norte de México entre el Cretácico superior y el Reciente.

1.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

Geográficamente, el área de estudio está localizada en el centro y noreste del estado de Durango. El complejo intrusivo de Velardeña se encuentra ubicado a 60 km al suroeste de Gómez Palacio, Dgo., dentro de las coordenadas geográficas 25° 46' 00" a 25° 49' 00" Norte y -103° 24' 00" a -104° 05' 00" Oeste (Figura 1.1). La principal vía de acceso a esta zona es la carretera federal No.49 Torreón-Durango, de la cual a la altura del poblado “Pedriceña”, se desprende un camino pavimentado que conduce a la localidad de “Velardeña”, la cual está asentada en las faldas de la Sierra de Santa María, lugar donde se encuentra emplazado el complejo intrusivo del mismo nombre de la localidad (Figura 1.1).

El complejo intrusivo “Peñón Blanco” está localizado en el municipio de Peñón Blanco, Dgo., dentro de las coordenadas geográficas 24° 47' a 24° 59' N y 103° 55' a 104° 03' W. Para llegar a esta zona, partiendo de Velardeña, se utiliza también la carretera federal No. 49, hasta llegar a la caseta de cobro “El Yerbanís”, donde entronca una carretera en dirección noroeste, rumbo a la cabecera municipal de Peñón Blanco, de allí se toma un camino de terracería del cual se separan un conjunto de brechas que conducen

hasta las faldas de la Sierra El Yerbánis, donde está emplazado el complejo intrusivo (Figura 1.1).

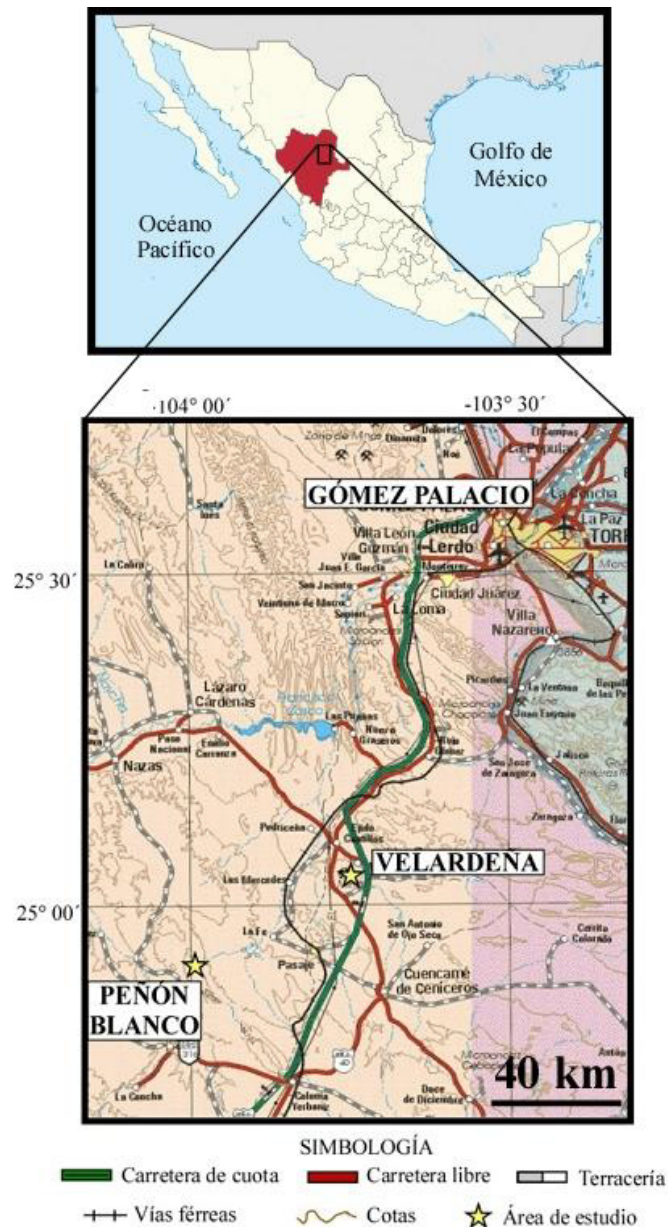


Figura 1.1.- Localización y vías de acceso a las áreas de estudio. Mapa de carreteras tomado de <http://www.maps-of-mexico.com/Durango>.

1.3 TRABAJOS PREVIOS EN EL NOROESTE DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL

En general, dentro del transpaís de la Sierra Madre Oriental (SMO) se han realizado una gran cantidad de trabajos enfocados en la mineralización generada en torno a intrusivos, aunque muchos de estos no han sido publicados, debido a que en ellos se

reportan datos económicamente importantes para las empresas que financian los proyectos de exploración. Aun así, existen algunos trabajos de geología, geocronología y geoquímica publicados en revistas nacionales y extranjeras, así como en forma de tesis. A continuación se presenta una breve descripción de algunos de estos.

Entre los primeros trabajos de geología de intrusivos realizados en la parte Centro-Norte del transpaís de la SMO se encuentra el de Spurr y Garrey (1908), quienes estudiaron los depósitos minerales del distrito minero Velardeña, en Durango. Después, Bergeat (1910) realizó un estudio de la geología y geoquímica de la granodiorita de Concepción del Oro, Zacatecas y las formaciones litológicas presentes en el contacto ígneo. Buseck (1962) realizó la caracterización mineralógica y fechamiento radiométrico del yacimiento de Concepción del Oro, Zacatecas. Rogers *et al.* (1963) describieron los cuerpos intrusivos localizados en la parte central del geosinclinal mexicano, donde los dividieron en tres áreas con diferente composición y actividad minera. Roldán-Quintana (1968) realizó un estudio geológico de reconocimiento en la zona del intrusivo Peñón Blanco, en el estado de Durango, con la finalidad de identificar las rocas ígneas que afloran en esta zona, así como la mineralización generada por el emplazamiento de las mismas y su interacción con las rocas sedimentarias marinas que las encajonan. Posteriormente, Gilmer *et al.* (1988) identificaron las diferentes fases de mineralización de *skarn* que existen en torno al intrusivo “Velardeña”, al cual clasificaron como un *stock* cuarzolatítico. Castro-Reino (2004) realizó un trabajo extenso donde caracterizó la mineralización producida por el emplazamiento de intrusivos en la porción centro-norte de la SMO. Delgado García y Morales-Acosta (2010) reportaron que el intrusivo Rocamontes es un complejo ígneo post-tectónico a la deformación regional, y que su edad de emplazamiento es de 82.6 Ma (U-Pb en circón). Gómez-Alejandro y Gonzáles-Aguilar (2010) reportaron la cartografía geológica del intrusivo de Concepción del Oro, interpretándolo como un lacolito tipo pistón, emplazado después de la deformación regional. Ramírez-Peña (2011) realizó la cartografía geológica-estructural y definió los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas del intrusivo Santa Rosa y la parte sur del intrusivo de Concepción del Oro, Zacatecas.

Algunos autores han reportado edades radiométricas para distintas *suites* intrusivas que están emplazadas en la SMO, tal es el caso de Buseck (1962), quién obtuvo una edad K-Ar en biotita de 40 ± 1.2 Ma para la granodiorita de Concepción del Oro, Zacatecas; Felder (1979) obtuvo una edad K-Ar de 33.1 Ma para el intrusivo “Velardeña”. Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarrán (1983) reportaron que el intrusivo “El Peñuelo” tiene una edad K-Ar de 75 ± 6 Ma. Entre los trabajos de geocronología regional, donde se incluye a rocas intrusivas emplazadas en la SMO, destaca el de Iriondo *et al.* (2003), quienes reportaron edades obtenidas por el método Ar-Ar en 37 rocas ígneas y metamórficas colectadas por geólogos del Consejo de Recursos Minerales, ahora Servicio Geológico Mexicano; dos de esas muestras fueron obtenidas en el poblado de Caopas, Zacatecas, y corresponden a una filita, la cual arrojó una edad de 78.6 Ma.; y una milonita de 79 Ma. Solé *et al.* (2007) realizaron el fechamiento isotópico por el método K-Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del Occidente, Centro y Sur de México; dos de estas rocas corresponden a rocas plutónicas emplazadas en la zona norte de Durango, definiendo a los intrusivos “La Zacatera” y “El Astillero”, el primero corresponde a un cuerpo ígneo de composición gabrónica que intrusión a caliza cretácica de la Formación Aurora (Albiano inferior-medio), la edad K-Ar de esta roca fue obtenida en anfíbol, arrojando 82 ± 4 Ma.; por otro lado, el intrusivo “El Astillero” corresponde a un granito del cual se separó biotita, que arrojó una edad de 32 ± 1 Ma.

También, en un trabajo de tesis de licenciatura, Sosa-Valdés (2010) reportó edades de cristalización (U-Pb en circones) del cinturón de intrusivos de Concepción del Oro (CICO), al cual dividió en dos grupos: (1) Intrusivos del Cretácico Superior (parte oriental; intrusivo Matehuapil, 78.6 ± 1.6 Ma e intrusivo El Saltillito, 65.6 ± 3.0 Ma), a este grupo se une el intrusivo El Peñuelo (edad U-Pb en circón de 72.29 ± 0.26 Ma; Lozano-Serna, 2010) y el intrusivo Rocamontes (edad U-Pb en circón de 82.6 ± 0.6 Ma; Delgado-García y Morales-Acosta, 2010); y (2) Intrusivos del Eoceno (parte occidental; intrusivo de Mineral de Providencia, 45.5 ± 5.6 Ma; intrusivo de Concepción del Oro, 42.68 ± 0.51 Ma; intrusivo Noche Buena, 35.17 ± 0.66 Ma e intrusivo Santa Rosa, 32.18 ± 0.64 Ma.). En lo que respecta a la petrogénesis de este cinturón, González-Guzmán (2011) propuso una hipótesis basada en la interpretación de datos geoquímicos e isotópicos, la cual sugiere que ambas

actividades magmáticas pueden ser explicadas por un cambio en el ángulo de subducción de la placa Farallón.

1.4 JUSTIFICACIÓN

El análisis estructural y geocronológico de cuerpos intrusivos emplazados en cinturones plegados y cabalgados permite enmarcar tiempos de operación de eventos orogénicos; esto es posible por medio del análisis estructural detallado de sus aureolas de contacto, al determinar la relación temporal entre las estructuras generadas por el emplazamiento del intrusivo y las generadas durante deformación regional; es decir, establecer si el emplazamiento fue pre, sin o post-tectónico (Paterson *et al.*, 1991; Paterson y Fowler, 1993; Paterson y Vernon, 1995). Por otro lado, llevar a cabo cartografía geológica y análisis estructural a detalle en intrusivos, así como en sus aureolas de contacto, también es de gran utilidad para identificar los mecanismos que asistieron en la generación del espacio para acomodar el volumen de magma emplazado, así como para inferir los mecanismos que operaron durante las últimas etapas de ascenso a través de la corteza.

En general, se sabe que la litósfera es una capa delgada compuesta de diferentes placas tectónicas que son transformadas continuamente, de manera diferencial, debido a la transferencia de materia y energía proveniente de la astenósfera que fluye a través de sus fronteras (Wilson, 1989). Este dinamismo provoca que en la litósfera existan grandes zonas de fractura, a través de las cuales el material magmático generado en distintos ambientes tectónicos puede ascender y posteriormente emplazarse, definiendo lineamientos magmáticos regionales.

En México han sido identificados varios lineamientos magmáticos regionales, los cuales corresponden a límites entre bloques de basamento y/o terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Keppie, 2004). Algunos de estos lineamientos magmáticos afloran en el cinturón de pliegues y cabalgaduras Mexicano, tales como: (1) el lineamiento La Dinamita-La Velardeña, Durango (Mc Leroy y Clemons, 1965); (2) lineamiento Teyra-Concepción del Oro, Zacatecas (Rogers *et al.*, 1961); (3) lineamiento del distrito minero de Zimapán, Hidalgo (Navarro, 1982); (4) el

lineamiento Tolimán-La Encarnación en Hidalgo (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000); y (5) el cinturón de intrusivos de Concepción del Oro, Zacatecas (Chávez-Cabello *et al.*, 2007). Se ha comprobado también, que algunos de estos límites han tenido actividad magmática y tectónica post-laramídica, durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano (Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2005); y durante la propia orogenia Laramide para el caso del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova, el cual está localizado dentro del Cinturón Plegado de Coahuila (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

1.5 OBJETIVOS

El objetivo general del trabajo de tesis fue establecer la relación temporal entre el emplazamiento de los complejos intrusivos de “Velardeña” y “Peñón Blanco” *vs.* la deformación regional presente en el transpaís de la SMO. Los objetivos particulares de este trabajo de tesis fueron:

- ❖ Generar un mapa geológico-estructural escala 1:20,000, para ilustrar las principales estructuras geológicas e ígneas que afloran en cada complejo.
- ❖ Establecer los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas que operaron en cada complejo intrusivo.
- ❖ Generar un modelo de evolución geológica para ilustrar la relación temporal de emplazamiento *vs.* deformación regional del Complejo Intrusivo Peñón Blanco y Velardeña.

1.6 HIPÓTESIS

Con referencia en trabajos previos se considera que en el transpaís de la Sierra Madre Oriental afloran intrusivos emplazados en estructuras tectónicas generadas durante la orogenia Sevier-Laramide, los cuales fueron posteriormente afectados por la extensión continental del *Basin and Range*.

1.7 METODOLOGÍA

Para lograr los objetivos antes mencionados se llevó a cabo la siguiente metodología que consistió de cuatro etapas:

Primera etapa: (1) con la finalidad de visualizar un panorama general de la geología regional y local, se realizó una recopilación bibliográfica de trabajos realizados en las zonas de estudio. (2) Se obtuvo información topográfica y de imágenes satelitales, con la que se realizaron mapas base para la localización de zonas de interés, las cuales fueron posteriormente visitadas durante el trabajo de campo.

Segunda etapa: Se realizó el trabajo de campo, que consistió en hacer caminamientos perpendiculares a las estructuras principales previamente localizadas (fallas, ejes de pliegues, diques, *sills*, etc.). Se documentaron direcciones de rumbo y echado de las rocas encajonantes, datos estructurales de fallas y pliegues. Así mismo, durante esta etapa se recolectaron muestras de algunas rocas sedimentarias, así como de todas las variedades de rocas ígneas que afloran en las zonas de estudio, para la elaboración de láminas delgadas.

Tercera etapa: Con las láminas delgadas de cada muestra, se realizó el análisis microestructural, así como la petrografía de las mismas. Para el caso de las rocas ígneas, se realizó el conteo modal de los minerales, lo cual sirvió como base para clasificarlas de acuerdo a la nomenclatura propuesta por LeMaitre *et al.* (2002).

Cuarta etapa: Se integraron en gabinete todos los datos obtenidos de la cartografía geológica y petrografía, con lo que se generaron los mapas y secciones geológicas que permitieron concluir la estructura de emplazamiento de cada complejo intrusivo. Además, se elaboraron modelos conceptuales de evolución geológica para ambos complejos ígneos.

CAPÍTULO II

RASGOS TECTÓNICOS DE LA CORDILLERA NORTEAMERICANA

2.1 INTRODUCCIÓN

La Cordillera de Norteamérica se extiende desde Alaska hasta el sur de México. Su origen ha sido interpretado como producto de la subducción a lo largo del margen paleo pacífico y de la acreción-amalgamación de terrenos tectonoestratigráficos compuestos de arcos de islas, cuencas oceánicas, mesetas oceánicas, entre otros (Armstrong, 1974; Coney *et al.*, 1980; Coney y Evenchick, 1994; De Celles, 2004; Figura 2.1). De acuerdo con Dickinson (2004), la Cordillera ha sido conformada por el desarrollo de las orogenias: Antler (Devónico), Sonoma (Triásico), Nevadiana (Jurásico Medio), Sevier (Cretácico Inferior-Eoceno Inferior) y Laramide (Cretácico Superior-Eoceno Superior) y por la tafrogénesis *Basin and Range* (Oligoceno-Reciente).

El antepaís de la Cordillera de Norteamérica está conformado por el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de las Montañas Rocallosas. En el Sur de Canadá, las Montañas Rocallosas son relativamente estrechas (entre 100-200 km), y presentan una deformación de piel delgada típica. En el Suroeste de Estados Unidos, las Montañas Rocallosas se ensanchan hasta más de 1000 km, pudiéndose distinguir dos elementos tectónicos mayores que lo conforman: el cinturón de pliegues y cabalgaduras Sevier y la provincia Laramide (Dana, 1896; Armstrong, 1968; Schmidt *et al.*, 1983; Yonkee, 1992; Figura 2.1).

Por otro lado, el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano es el rasgo tectónico más prominente en el oriente de México, cuya expresión fisiográfica se manifiesta en la Sierra Madre Oriental (Figura 2.1). A escala continental, éste rasgo parece ser la terminación hacia el sur de las Montañas Rocallosas. En la actualidad, se ha despertado un gran interés en realizar trabajos de geología estructural detallada en la Sierra Madre Oriental. Su finalidad es la de esclarecer el mecanismo que generó tal rasgo tectónico, así como la edad de la deformación en el *hinterland* (e.g. Chávez-Cabello 2005; Fitz-Díaz *et al.*, 2011, 2012; Chávez-Cabello *et al.*, 2011). Lo anterior, con el propósito de

responder a la incognita: ¿Qué evento orogénico generó al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano: Sevier, Laramide o ambos?

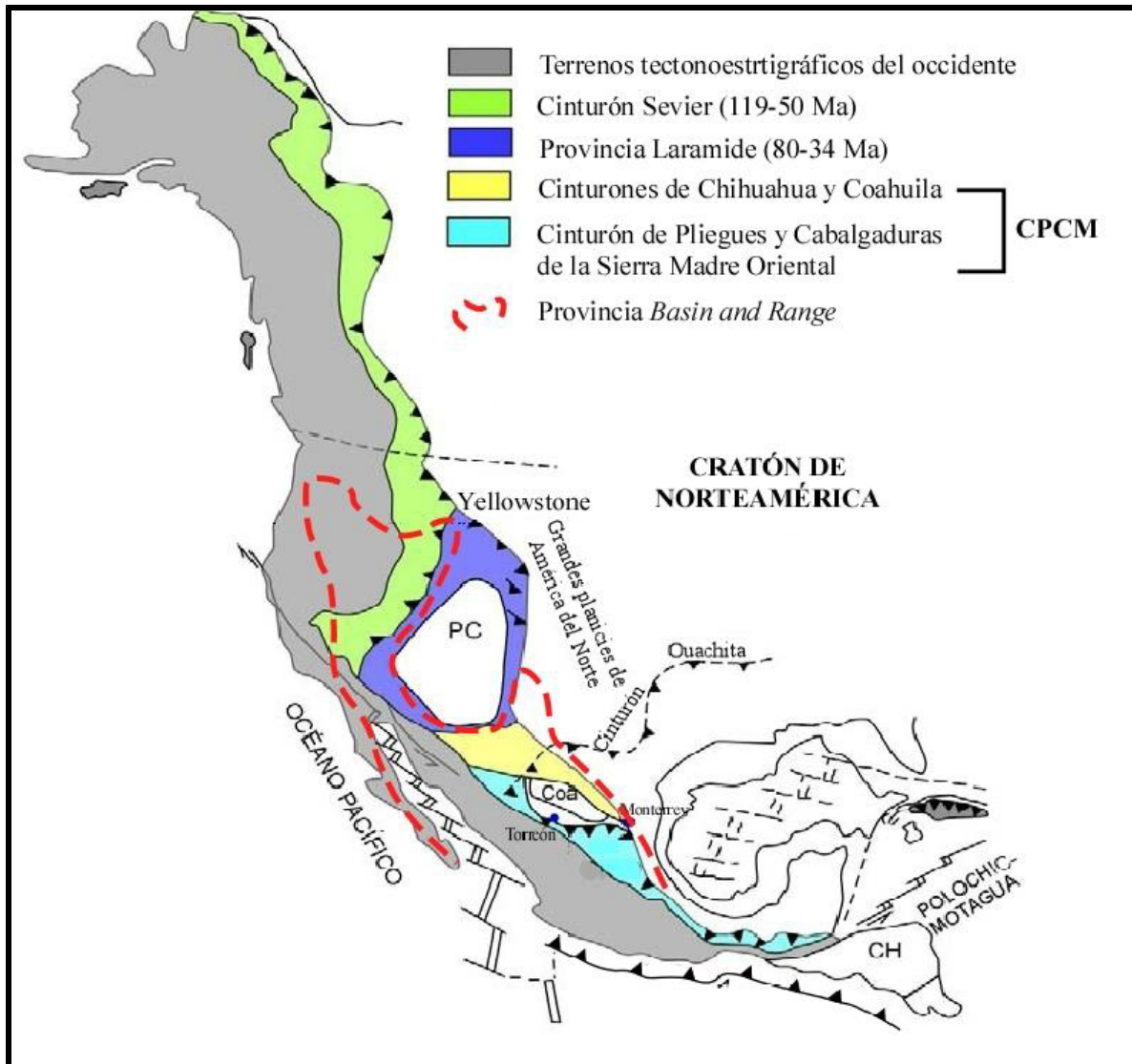


Figura 2.1.- La Cordillera de Norteamérica se extiende de manera continua desde Alaska hasta el sistema de fallas Polochic-Motagua en la frontera México-Guatemala. Como primer aproximación se le puede dividir en el cinturón de pliegues y cabalgaduras, y el conjunto de terrenos tectonoestratigráficos del occidente. En los EEUU el cinturón de pliegues y cabalgaduras comprende los orógenos Sevier y Laramide. En México, el cinturón de pliegues y cabalgaduras incluye los cinturones de Chihuahua-Coahuila y la Sierra Madre Oriental (Campa, 1985; Coney y Evenchick, 1994). PC: Plataforma del Colorado; Coa: Plataforma de Coahuila; CH: Terreno Chortis.

Posterior a los cinturones antes mencionados, la parte occidental de la placa norteamericana fue afectada por uno de los más prominentes eventos tectónicos: el *Basin*

and Range, generado por extensión continental durante el Cenozoico medio-tardío, que trajo consigo la generación de fallamiento normal intenso y magmatismo intraplaca asociado (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Figura 2.1).

A continuación, se presenta una descripción general de las características principales de cada uno de estos rasgos tectónicos mayores.

2.2 CINTURÓN SEVIER

Armstrong (1968) definió al cinturón de pliegues y cabalgaduras Sevier como una zona estrecha de escala regional, comprendida por cabalgaduras de piel delgada y pliegues asociados en la porción central de Utah, EUA. En trabajos posteriores, como los de Monger y Price (1979) y Allmendinger (1992), se demostró que el cinturón Sevier se extiende desde la porción Canadiense de la Cordillera Norteamericana hasta el Sureste de California. La continuación hacia México de este cinturón resulta incierta, ya que la tectónica Cenozoica (vulcanismo y extensión) que afectó a la parte Norte del país, cubrió gran parte de lo que pudo haber sido esta estructura tectónica regional. En lo que respecta a la extensión geográfica del cinturón Sevier, puede considerarse que este tiene una amplitud máxima de 300 km de este a oeste, y una longitud Norte-Sur de más de 2,000 km (DeCelles, 1994). Aunque la restauración de la extensión cenozoica reduce la amplitud máxima del cinturón Sevier a ~200 km (Wernicke, 1992).

El cinturón Sevier es una de los cinturones plegados y cabalgados más importantes en el mundo, debido a su gran longitud y a que ha sido fuente de generación de muchos de los principios básicos de cinturones plegados y cabalgados en la historia de la geología (*e.g.*, Armstrong, 1968; Dahlstrom, 1970; Royse *et al.*, 1975).

Aunque Armstrong (1968) definió al cinturón Sevier como de piel delgada o cobertura, en trabajos posteriores ha sido bien documentado que existen grandes segmentos de rocas de basamento precámbrico incorporados en los bloques de techo de grandes fallas de cabalgadura dentro del cinturón (Burchfiel y Davis, 1972; Royse *et al.*, 1975; Skipp, 1987; Schirmer, 1988; Yonkee, 1992; DeCelles, 1994; DeCelles *et al.*, 1995; Schmitt *et al.*,

1995; Mitra, 1997). Por otro lado, se ha reportado que las zonas de cabalgadura generadas en condiciones predominantemente frágiles se unen hacia el occidente, y que estructuralmente subyacen a zonas de cizalla generadas en condiciones dúctiles, las cuales están asociadas con rocas metamórficas de medio-alto grado en el *hinterland* de Nevada y Utah (Allmendinger y Jordan, 1981; Snoke y Miller, 1988; Miller *et al.*, 1988; Miller y Gans, 1989; Hudec, 1992; Hodges y Walker, 1992; Camilleri y Chamberlain, 1997; Camilleri *et al.*, 1997; Wells, 1997).

2.2.1 Características estructurales y estilos de deformación

Como se mencionó anteriormente, el cinturón Sevier presenta un estilo de deformación principalmente de piel delgada (*thin skinned*) o tipo cobertura, con una intervención subordinada de basamento en algunas zonas. Según Allmendinger y Jordan (1981), se pueden reconocer cuatro elementos tectónicos mayores asociados con el sistema Sevier, los cuales de oriente a poniente son: **(1) el cinturón de cabalgamientos Montana-Nevada, (2) el "hinterland" (transpaís), (3) el cinturón metamórfico Mesozoico, y (4) el arco magmático cordillerano** (Figura 2.2). A continuación, se mencionan de manera general las principales estructuras y características que constriñen a los elementos tectónicos antes mencionados.

2.2.1.1 Cinturón de Cabalgamientos Montana-Nevada (cinturón Sevier)

Este cinturón de cabalgamientos está constituido por diversas estructuras, las cuales se ilustran en la Figura 2.1, y se describen a continuación:

(a) Los Sistemas de Cabalgaduras. Existen seis sistemas de cabalgaduras mayores en el noroeste de Montana, estos son: cabalgadura Moyie, Libby, Pinkham, Whitefish, Lewis-El Dorado-Hoadley y el cinturón imbricado frontal de la Sierra Sawthoot (Price, 1981; Mudge, 1982; Bally, 1984; Sears, 2001).

(b) La saliente Helena de Montana. Corresponde a otro de los rasgos estructurales importantes dentro del cinturón Sevier. Esta estructura es convexa al este y presenta una longitud de ~150 km, siendo limitada por sistemas complejos de fallas laterales, los cuales

han sido reactivados en distintas ocasiones desde el Precámbrico (McMannis, 1963; Harrison *et al.*, 1974; Schmidt y O'Neill, 1982; Wallace *et al.*, 1990). La parte central de esta saliente está ocupada por el batolito Boulder del Cretácico superior, así como por rocas intrusivas y volcánicas asociadas al mismo (Robinson *et al.*, 1968).

(c) Saliente Idaho-Wyoming-Utah. Se localiza al Sur de la Saliente Helena, consiste en ocho sistemas cabalgantes mayores: *Paris*, *Willard*, *Meade-Laketown*, *Crawford*, *Medicine Butte*, *Absaroka*, *Darby* y *Hogsback* (Armstrong y Cressman, 1963; Armstrong y Oriel, 1965; Royse *et al.*, 1975; Dixon, 1982; Lamerson, 1982; Craddock, 1988); además de un gran sistema dúplex formado en la cabalgadura Ogden, el cual consiste en una antiforma generada por el aplilamiento tectónico de caballos (*horses*) en rocas cristalinas de basamento Paleoproterozoico y Arqueano; tal estructura está limitada en la cima por el sistema cabalgante *Willard* y en la base por el sistema *Crawford* (Schirmer, 1988; Yonkee *et al.*, 1989; 2003; Yonkee, 1992; DeCelles, 1994). La geometría e historia cinemática de las cabalgaduras de la saliente Idaho-Wyoming-Utah son quizá las mejor comprendidas del cinturón Sevier, ya que ésta región ha sido intensamente explorada por hidrocarburos (Dixon, 1982; Lamerson, 1982), pero también porque una gran parte de los restos del cinturón Sevier permanecen enterrados por depósitos sin-orogénicos de las cuencas de antepaís, los cuales son fechables para identificar los tiempos de operación del evento tectónico que dio origen al cinturón.

Las cabalgaduras *Paris*, *Willard* y *Meade-Laketown* transportan una gruesa sucesión de rocas del Proterozoico y Paleozoico, mientras que los sistemas *Crawford*, *Medicine Butte*, *Absaroka*, *Darby* y *Hogsback* se ramifican desde un *décollement* regional sobre lutitas cámbricas (Armstrong y Cressman, 1963; Royse *et al.*, 1975; Lamerson, 1982; Royse, 1993).

(d) Receso del SW de Montana. Situado entre la saliente Helena, se encuentra el receso del suroeste de Montana, una estructura cóncava al este, interrumpida por fallamiento normal del Cenozoico medio-tardío (DeCelles, 2004). La mayoría de los autores que han trabajado en esta zona concuerdan en que las cabalgaduras de esta porción

del cinturón Sevier son los sistemas de fallas: *Hawley Creek*, *Fritz Creek*, *Cabin*, *Medicine Lodge*, *Four Eyes Canyon*, y *Tendoy*; así como el anticlinal Lima, un pliegue frontal en cuyo núcleo se infiere la existencia de un cabalgamiento ciego (Ruppel y López, 1984; Perry *et al.*, 1988). Las cabalgaduras *Hawley Creek* y *Fritz Creek* involucran a rocas del Proterozoico, mientras que la *Cabin* involucra además a rocas cristalinas de un basamento Arqueano (Skipp, 1987). Las fallas *Medicine Lodge*, *Four Eyes Canyon* y *Tendoy* corresponden a hojas cabalgantes (*thrust sheets*), donde se involucran rocas paleozoicas y del Mesozoico inferior.

(e) El Sistema Cabalgante del Sur de Nevada. En la parte sur de Nevada, el cinturón Sevier tiene un rumbo noreste-suroeste, y comprende siete sistemas cabalgantes mayores, los cuales se distribuyen por la zona norte del Valle de la Muerte y las zonas de cizalla cenozoicas de Las Vegas, estos son: *Last Chance*, *Marble Canyon*, *Clery*, *Wheeler Pass*, *Lee Canyon*, *Keystone* y *Birdspring* (Burchfiel y Davis, 1972; Bohannon, 1983; Wernicke *et al.*, 1988; Burchfiel *et al.*, 1998); estas cabalgaduras presentan geometría clásica de rampa (Wernicke *et al.*, 1988). El sistema *Wheeler Pass* involucra una gruesa capa de rocas clásticas proterozoicas y del Paleozoico inferior; mientras que los demás sistemas se ramifican desde un *décollement* en rocas cámbricas que presenta rocas jurásicas en los bloques de piso (Bohannon, 1983; Wernicke *et al.*, 1988; Carpenter y Carpenter, 1994).

En el sureste de California el rumbo del cinturón Sevier cambia a una dirección noroeste-sureste y las cabalgaduras mayores cortan a través del prisma miogeoclinal, e incorporan rocas del basamento Precámbrico (Burchfiel y Davis, 1975). Las manifestaciones más meridionales del Cinturón Sevier están expuestas en las Montañas Clark y New York del sureste de California, donde rocas del basamento cristalino precámbrico, rocas sedimentarias proterozoicas y paleozoicas, además de rocas ígneas mesozoicas están involucradas en hojas cabalgantes (Burchfiel y Davis, 1975; Walker *et al.*, 1995). Al oeste y noroeste de las Montañas Clark se encuentra el cinturón de cabalgaduras de la Sierra del este, una zona de cabalgaduras mesozoicas con vergencia al este, las cuales cortan a rocas paleozoicas y mesozoicas, incluyendo a las rocas batolíticas de la Sierra Nevada (Dunne y Walker, 1993; Walker *et al.*, 1995). Debido a la estrecha

relación que existe entre el fallamiento y la actividad ígnea en la porción sur del arco magmático, la zona sur del cinturón Sevier en Nevada-California es única, ya que el tiempo de desplazamiento de las fallas está enmarcado por edades radiométricas en rocas plutónicas que son cortadas y traslapadas (*e.g.*, Fleck y Carr, 1990; Fleck *et al.*, 1994; Walker *et al.*, 1995; Wrucke *et al.*, 1995; Kalakay, 2001).

2.2.2 Edad de la deformación

Para identificar el tiempo de operación de la orogenia Sevier se han utilizado varios métodos como: (i) análisis del registro sedimentario cercano al frente tectónico y sus relaciones laterales con facies distales (principalmente marinas) hacia el oriente; (ii) relaciones de traslape en los terrenos cabalgantes y; (iii) el análisis de subsidencia del relleno de las cuencas de antepaís.

Heller *et al.* (1986) interpretaron que el cinturón Sevier no es más antiguo que el Aptiano tardío, esto en base al análisis de fósiles (fósil de planta charophyta *Atopochara trivoltis*) en depósitos de conglomerados sin-orogénicos. Esta edad es corroborada con análisis de la subsidencia sedimentaria de los cinturones de Idaho-Wyoming y Utah. Por otro lado, de acuerdo a Lawton (1985), la edad del cabalgamiento principal de Utah central está enmarcada por los conglomerados sin-orogénicos del Grupo Indianola (Albiano a Campaniano tardío o Maastrichtiano temprano), y los depósitos post-orogénicos de la Formación North Horn (Maastrichtiano a posiblemente Paleoceno tardío), los cuales fueron depositados discordantemente sobre rocas cretácicas deformadas. Cross (1986) realizó el análisis de curvas de subsidencia de algunas localidades en Montana, Wyoming y Utah, dando como resultados que la deformación que generó al cinturón Sevier inició durante el Cretácico temprano en esta zona.

Sin embargo, Cross (1986) sugirió, al igual que lo hizo Armstrong (1974), que el inicio y culminación de la deformación a lo largo del cinturón Sevier fue diacrónica; además, indicó su persistencia en el tiempo hasta el Eoceno, así como su continuidad geográfica lateral desde Montana y Canadá en el Norte, hasta Arizona, Nuevo México,

Texas y México hacia el Sur. De acuerdo a Heller y Paola (1989) la orogenia Sevier inició a los 119 Ma y culminó, según DeCelles y Mitra (1995) hace 50 Ma.

Como se mencionó al principio, el cinturón Sevier no puede ser trazado continuamente hacia el sur, teniendo su terminación en las Montañas Clark. Lo anterior, debido a la intensa actividad extensional del Neógeno que domina la estructura regional del sur de Arizona y el norte de Sonora, México; que será abordada posteriormente. En el oeste de Arizona, existe el enigmático cinturón de pliegues y cabalgaduras María, y el sistema de cabalgaduras de las Montañas Mula, los cuales presentan un rumbo este-oeste; estas estructuras tectónicas involucran a rocas de la cuenca Bisbee-McCoy, así como a la cubierta del basamento Precámbrico y Paleozoico, y tienen una relación incierta con los remanentes del cinturón Sevier clásico al noroeste (Spencer y Reynolds, 1990).

2.3 REGIÓN DEL TRANSPAÍS

La región del transpaís se ubica entre el cinturón de cabalgamientos “cinturón Sevier” y la amplia región de plutones Mesozoicos y terrenos alóctonos, los cuales fueron acrecionados al continente contemporáneamente con el desarrollo del cinturón Sevier. Dicha región posee una historia tectónica muy compleja, tal como lo indica su estilo estructural heterogéneo expresado por metamorfismo regional de edad mesozoica en rocas del prisma geosinclinal, fallamiento y plegamiento de estratos más someros, intrusivos pre-Terciarios, núcleos metamórficos complejos de edad Terciaria, fallas denudantes de bajo ángulo y fallamiento Terciario de alto ángulo (Armstrong, 1972).

2.4 CINTURÓN METAMÓRFICO MESOZOICO

El Cinturón Metamórfico Mesozoico es una estructura regional que se extiende de norte a sur por varios cientos de kilómetros en Nevada, teniendo una flexión hacia el oriente en la parte occidental de Utah y el sur de Idaho (DeCelles, 2004). Este cinturón está constituido por rocas metamórficas de alto grado de tipo Barroviano (presiones > 9 kbar y temperaturas de $\sim 800^{\circ}\text{C}$; Smith *et al.*, 1993; Camilleri *et al.*, 1997; McGrew *et al.*, 2000; Lee *et al.*, 2003). Las rocas que componen al cinturón metamórfico están expuestas en núcleos metamórficos complejos del Cenozoico medio; por lo tanto, se encuentran

sobreimpresas en ellas características estructurales y metamórficas de la actividad cenozoica que generó a estos *metamorphic core complexes*. Estos conservan una gran variedad de conjuntos metamórficos del Jurásico, Cretácico y Terciario temprano, así como indicadores termocronológicos de enfriamiento sustancial del Cretácico tardío (*e.g.*, Miller y Gans, 1989; Hudec, 1992; Hodges y Walker, 1992; Peters y Wickham, 1994; Camilleri y Chamberlain, 1997; Wells, 1997; McGrew *et al.*, 2000).

Coney y Harms (1984), fueron los primeros en reconocer al cinturón metamórfico como el eje metamórfico tectónicamente enterrado de la Cordillera de Norteamérica. Es importante mencionar que la mayor parte del metamorfismo de alto grado del cinturón metamórfico, fue generado en un ambiente tectónico contraccional, el cual se traslapa en tiempo con el acortamiento tectónico más oriental, correspondiente a las estructuras del cinturón Sevier (Miller y Gans, 1989; Smith *et al.*, 1993; Wells, 1997; Camilleri *et al.*, 1997).

2.5 ARCO MAGMÁTICO CORDILLERANO

El arco magmático cordillerano corresponde a un cinturón >4,000 km de longitud constituido de granitoides calco-alcalinós (granodiorita-tonalita). Estas rocas fueron formadas por encima de una zona de subducción con polaridad al oriente en la costa occidental de Norteamérica, desde el Triásico tardío hasta el Cretácico tardío (Hamilton y Myers, 1967; Hyndman, 1983; Bateman, 1983; Saleeby y Busby-Spera, 1992; Armstrong y Ward, 1993; Andronicus *et al.*, 2003). En la porción oeste de Norteamérica, este arco magmático puede trazarse desde el batolito de las Sierras Peninsulares en Baja California, hasta la parte oriental de Montana, en el batolito de Idaho. El carácter de arco es ejemplificado por el batolito de la Sierra Nevada (Figura 2.2), el cual fue ampliamente estudiado desde el punto de vista petrológico, geoquímico y geofísico por Ducea y Saleeby (1998) y Ducea (2001, 2002), quienes argumentaron con base en sus datos obtenidos, que al tiempo del cese del magmatismo en ~80 Ma, este batolito consistió de ~35 km de corteza granítica y >70 km de espesor de “raíces” eclogíticas, compuestas de cumulos máficos y ultramáficos.

Los datos geocronológicos obtenidos en el batolito de la Sierra Nevada indican que el magmatismo ocurrió de 220 a 80 Ma, observándose dos pulsos de mayor actividad, el primero entre los 160-150 Ma; mientras que el segundo (que ocupa el 78% del total) ocurrió entre 100 y 85 Ma (Bateman, 1983, 1992; Barton *et al.*, 1988; Armstrong y Ward, 1993; Barton, 1996; Ducea, 2001). Según Coney y Reynolds (1977), Lipman (1992), Christiansen *et al.* (1994), Barton (1996) y Constenius (1996), durante su tiempo de operación, el arco tuvo dos incursiones mayores dentro del continente (hasta ~1,000 km), la primera durante el Jurásico tardío (157-148 Ma) y la segunda durante el Cretácico tardío-Eoceno (80-45 Ma). El primer evento de incursión, está caracterizado por pequeños volúmenes de intrusiones monzoníticas a graníticas, las cuales pudieron haberse formado por anatéxis cortical, debido a la adición de calor de fundidos máficos derivados del manto (Barton 1990, 1996). Por otro lado, el segundo evento está constituido por rocas graníticas peraluminosas que se formaron debido a una relajación térmica asociada a un engrosamiento cortical (Barton, 1990, 1996; Lee *et al.*, 2003).

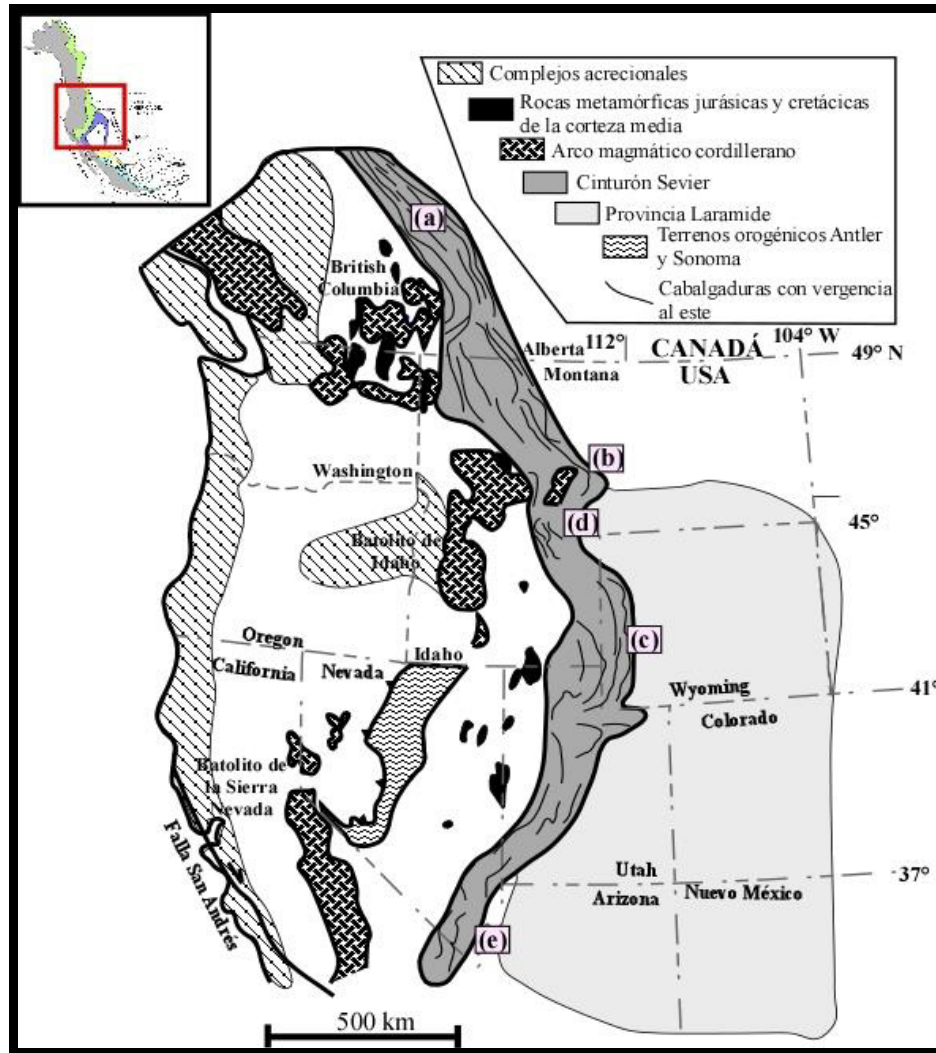


Figura 2.2.- Mapa tectónico generalizado del occidente de EUA donde se muestran los rasgos mayores de la Cordillera de Norteamérica. Además, se identifican los principales estructuras del cinturón Sevier (sombreado de gris oscuro), las cuales son explicadas brevemente en el texto (Traducido de DeCelles, 2004). (a) Sistemas cabalgantes del NW de Montana; (b) Saliente Helena; (c) Saliente Idaho-Wyoming-Utah; (d) Receso del SW de Montana; (e) Sistema cabalgante del Sur de Nevada.

2.6 OROGENIA LARAMIDE

Es un evento tectónico del Cretácico tardío-Terciario temprano, propuesto en un principio por Dana (1896), quien infirió un evento de formación de montañas, contemporáneo a la acumulación de la formación Laramie, en Wyoming, EUA.

El cinturón Laramide de EUA se ubica en la parte centro-oriental de la Cordillera de Norteamérica, en la región donde la cordillera es más ancha y está más alejada de la costa actual del Pacífico (Figura 2.1-2.3). El límite norte del cinturón Laramide se encuentra en la región de Yellowstone, donde convergen las fronteras entre tres provincias tectónicas: el cinturón Sevier al oeste, las Grandes Planicies de América del Norte al este, y el cinturón Laramide al sur (Figura 2.1). Si se incluye en el cinturón Laramide a la contraparte mexicana, éste abarca la mitad meridional de la Cordillera, por lo cual alcanza cerca de 4,000 km de largo, y termina en la frontera con la placa del Caribe en el sur de México (Campa y Coney, 1983; Campa, 1985; Coney y Evenchick, 1994; Figura 2.1).

De acuerdo con Tweto (1980), la orogenia Laramide corresponde a la época (Campaniano tardío-Eoceno) durante la cual ocurrieron levantamientos y formación complementaria de cuencas estructurales en la región localizada inmediatamente al oriente de la Plataforma del Colorado, entre Wyoming, Colorado y Nuevo México (Figura 2.3); siendo estos eventos concurrentes con el retiro de los mares que ocuparon esa región durante todo el Cretácico (Mar Interior Cretácico de Norte América).

La provincia Laramide se generó en una región que posee una cubierta delgada de sedimentos del Paleozoico y Cretácico, los cuales sobreyacen a un basamento Precámbrico. Según Tweto (1980), esta región es anisotrópica, ya que anteriormente, durante el Pensilvánico – Pérmico, se habían formado ya cuencas y levantamientos similares, lo cual pudo haber controlado el patrón de los levantamientos laramídicos.

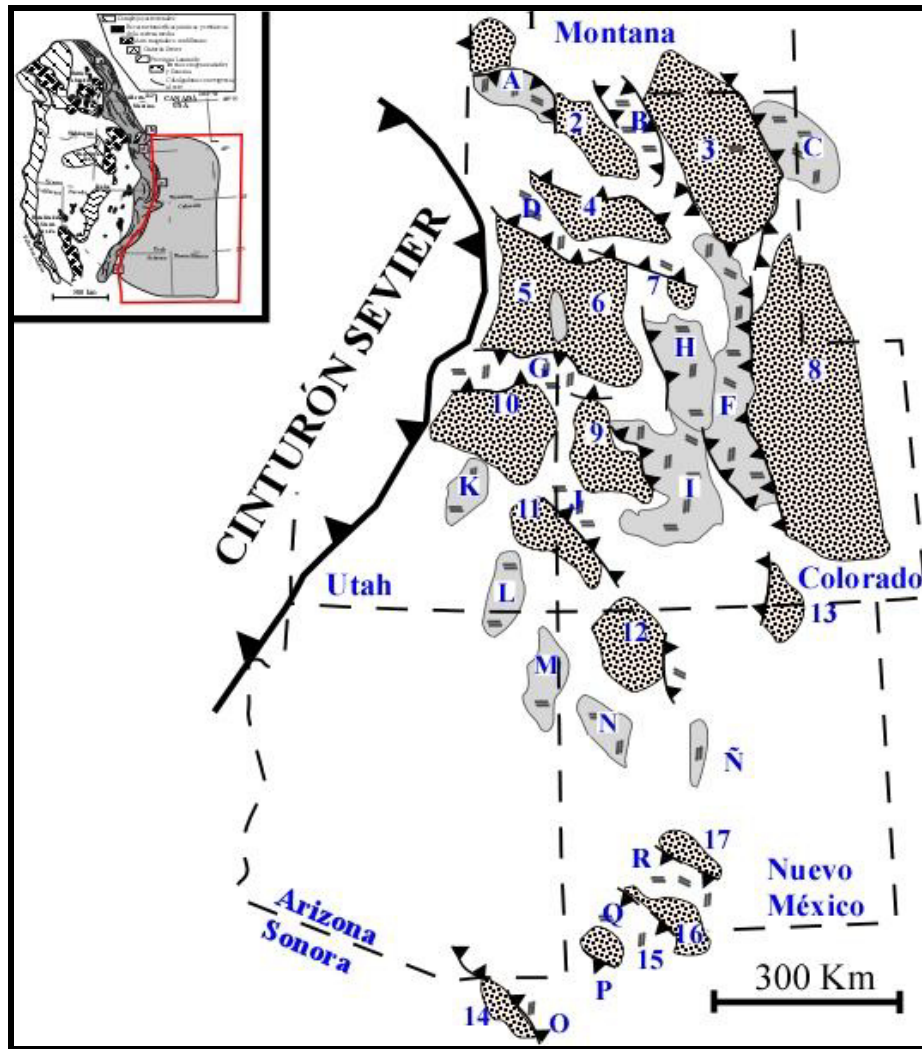


Figura 2.3.- Principales levantamientos y cuencas laramílicas. Adaptado de Chapin y Cather (1981), Seager y Mack (1986) y Oldow *et al.* (1989). Levantamientos: A: Beartooth, B: Bighorn, C: Black Hills, D: Wind River- Sweetwater, E: Laramie, F: Front Range, G: Uinta, H: Sierra Madre Park, I: Sawatch, J: Uncompahgre, K: San Rafael, L: Monument, M: Defienace, N: Zuni, Ñ: Jemez, O: Sandía, P: Sierra Anibacachi, Q: Hidalgo, R: Laramide-Burro, S: Río Grande. Cuencas: 1: Crazy Mountains, 2: Bighorn, 3: Powder River, 4: Wind River, 5: Green River, 6: Wachakie, 7: Hanna, 8: Denver, 9: Piceance, 10: Uinta, 11: Paradox, 12: San Juan, 13: Ratón, 14: Cabullona, 15: Ringbone, 16: Potrillo, 17: Love Ranch.

2.6.1 Características estructurales y estilos de deformación

Uno de los aspectos que más debate han causado entre los autores, referente a la orogenia Laramide, es la caracterización de los estilos estructurales, así como al origen de los mismos. El punto más discutido consiste en la interpretación a profundidad del ángulo de inclinación de las fallas que limitan a los bloques levantados; así como, si dichos

levantamientos fueron generados por empuje vertical u horizontal. En los trabajos de Brown (1984, 1988) se resumen y revisan las diversas ideas que existen respecto al debate laramídico; utilizando cinco modelos de deformación, los cuales incluyen (Figura 2.4): (a) Fallas tipo “*up-thrust*” (inversas de alto ángulo); (b) levantamiento de fallas verticales con formación de pliegues tipo “*drape*” o *sábana* (pliegues de basamento); (c) cabalgamientos (*thrusting*); (d) pliegues cabalgados o transportados por falla (“*fold thrust*”); (e) levantamientos relacionados a fallas transpresivas tipo “*wrench*”.

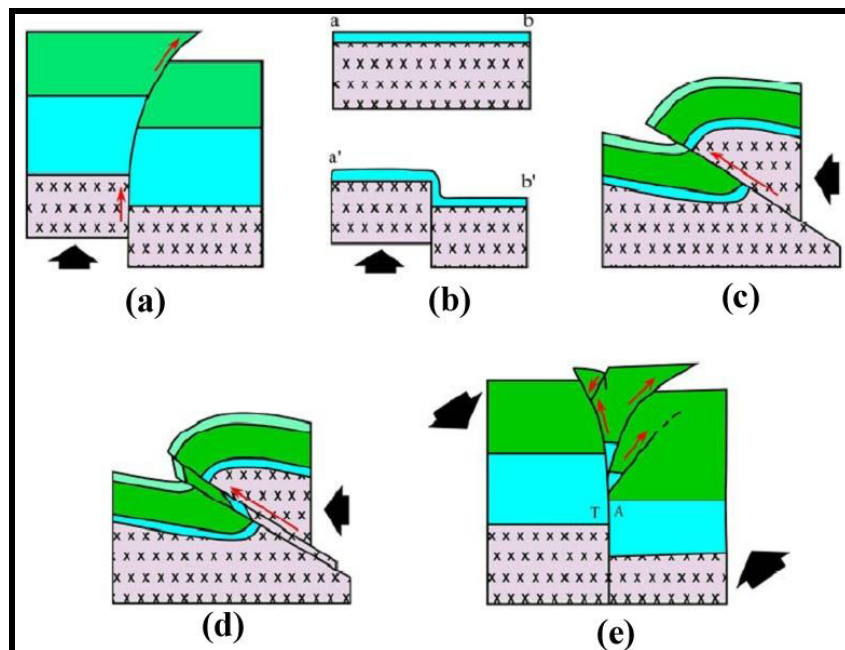


Figura 2.4.- Modelos que definen los estilos de deformación laramídica en el antepaís de las Montañas Rocallosas: (a) Cabalgadura vertical (*Upthrust fault*), (b) Pliegues tipo sábana (*Drape fold*), (c) levantamiento por cabalgadura (*Thrust up-lift*), (d) Pliegues cabalgados (*Fold thrust*) y, (e) levantamiento por cizalla lateral o transpresivo (*Wrench up-lift*). Adaptado de Brown (1988).

Según lo que propone Brown (1988), no existe un estilo estructural único que se pueda aplicar exclusivamente a los levantamientos laramídicos; al contrario, cada estilo está relacionado con una orientación preferente de la estructura. Por ejemplo, los principales levantamientos orientados hacia el Noreste corresponden al tipo pliegue-falla, mientras que los levantamientos con rumbo Este y Noreste, corresponden a estructuras de pliegues asociados a fallas de basamento y fallas de tipo “*up-thrust*”.

Es importante mencionar que los datos sísmicos y la perforación de pozos profundos para búsqueda de hidrocarburos, han sido de gran ayuda para esclarecer las hipótesis del debate en las distintas estructuras laramílicas. Este tipo de información ha provisto de una fuerte evidencia que indica que los principales levantamientos corresponden a cabalgamientos de bajo ángulo (20° a 45°) del basamento, apoyando además un origen relacionado a compresión regional (*e.g.*, Berg, 1962; Brewer *et al.*, 1980; Lowell, 1983; Petersen, 1983).

2.6.2 Edad de la deformación

El relleno de sedimentos continentales de las cuencas generadas por la carga tectónica ejercida por cabalgamientos en la provincia Laramide, ha sido de vital importancia para enmarcar los tiempos de operación de la orogenia, ya que en estas cuencas quedo registrada la historia de levantamiento y erosión, y por lo tanto la historia de la deformación de la partes levantadas adyacentes (Shuster y Steidtrnann, 1987).

Entre los trabajos clásicos para identificar la edad de deformación laramílica está el realizado por Dickinson *et al.* (1988), que con en el análisis de las cuencas de antepaís de las Montañas Rocallosas, concluyeron que, el inicio de la deformación Laramide fue aproximadamente sincrónico en toda la provincia y sucedió en el Maastrichtiano (~ 75 Ma); y que su terminación en los EUA fue sistemáticamente diacrónica de norte a sur desde poco antes del Eoceno (55 Ma), hasta el Eoceno Tardío (36 Ma).

2.6.3 Magmatismo Laramide

En la parte central de EUA, la deformación laramílica estuvo acompañada por el desarrollo de magmatismo muy alejado de la trinchera (~ 1000 km), representado por el Cinturón Mineral de Colorado, un cinturón angosto con tendencia Noreste, el cual está constituido por rocas de composición intermedia, que incluyen: rocas volcánicas andesíticas, granodioritas, monzonitas y sienitas (Mutscheler *et al.*, 1987). Este magmatismo ha sido atribuido a la subducción plana de la placa Farallón.

Por otro lado, en el Norte de México durante el fin del Cretácico y el principio del Paleoceno, el magmatismo estuvo dominado por la actividad magmática cordillerana nombrada “Laramide”, por ser contemporánea con el inicio de la deformación laramídica en Norteamérica; al contrario que en el sur de EUA. La actividad de este arco produjo rocas plutónicas y volcánicas correspondientes al Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (SMOcc; McDowell y Keizer 1977); éste complejo está constituido por grandes batolitos graníticos compuestos, los cuales están conformados por dioritas, cuarzodioritas y granitos calcoalcalinos que afloran en Sonora y Sinaloa, extendiéndose hasta las Sierras Peninsulares en Baja California y el Bloque de Jalisco (*e.g.*, Krummenacher *et al.*, 1975; Zimmermann *et al.*, 1988; Valencia-Moreno *et al.*, 2001); la parte volcánica de este complejo está representada por una secuencia de rocas de composición predominantemente ácida (*e.g.*, Formación Tarahumara ~90-60 Ma., Wilson y Rocha, 1949; McDowell *et al.*, 2001). Cabe señalar que batolitos del Cretácico-Paleoceno podrían subyacer a la Sierra Madre Occidental, constituida principalmente por una secuencia ignimbrítica, ya que cuerpos dioríticos y graníticos del Cretácico son reportados en el centro de Chihuahua (McDowell y Mauger, 1994), en el área de Nazas, al occidente de Durango (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991) y su prolongación en el Norte de Zacatecas (Mújica-Mondragón y Jacobo-Albarrán, 1983; Sosa-Valdés, 2011).

2.7 CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO

Como se mencionó al principio de este capítulo, la Sierra Madre Oriental es el rasgo más prominente del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, pero no el único. También, dentro de esta provincia se incluye al Cinturón Plegado de Coahuila y al Cinturón Plegado de Chihuahua en el norte, así como a la Sierra de Chiapas, Zongolica y Sierra de Juárez en el Sur (Tardy, 1980; Suter, 1984; Eguiluz *et al.*, 2000). En la literatura, la Sierra Madre Oriental ha sido frecuentemente asociada a la orogenia Laramide, esto basado en la edad de sedimentos sin-orogénicos de las cuencas de antepaís.

2.7.1 Estilos de deformación

Los estilos de deformación que se presentan en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano varían de un lugar a otro; esto se debe a la presencia de secuencias evaporíticas acumuladas dentro de las cuencas jurásicas, lo que causó un estilo de

deformación representado por despegues característicos en algunas zonas (Padilla y Sánchez, 1982; Meiburg *et al.*, 1987; Eguiluz *et al.*, 2000). Sin embargo, en otros sitios, sin duda el basamento participó activamente en la deformación, como es el caso de San Pedro el Gallo y Huayacocotla (Eguiluz *et al.*, 2000), la cuenca de Sabinas (Chávez-Cabello, 2005), el anticlinorio Huizachal-Peregrina (Zhou *et al.*, 2006), cañón de Santa Rosa en Iturbide y Linares (Chávez-Cabello *et al.*, 2011), entre otros. Aunado a esto, sucedió la reactivación de estructuras más antiguas (*p. ej.* Falla San Marcos; Chávez-Cabello *et al.*, 2005, 2007) y, localmente, el basamento fue involucrado. La participación del basamento en la deformación estuvo regida en gran medida por la trama estructural antigua, la cual jugó un papel importante en la orientación de las estructuras formadas durante el evento Laramide (McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Las fallas de basamento preexistentes que presentaban una dirección favorable, fueron propicias para su reactivación durante la deformación laramídica. Padilla y Sánchez (1982) reportó que la gran mayoría de los lineamientos de basamento en el NE de México son WNW-ESE a NW-SE, lo cual fue propicio para la reactivación durante el acortamiento, el cual fue en dirección ENE.

También, Padilla y Sánchez (1985) identificó que la Sierra Madre Oriental presenta dos flexiones importantes en su estructura: una en las cercanías de Torreón, Coahuila y otra cerca de Monterrey, Nuevo León (Saliente de Monterrey), donde este elemento tectónico cambia el rumbo de su tren estructural de una dirección E-W (cerca de Saltillo) a una dirección NE (al NE de Saltillo) y de una dirección E-W, cerca de Monterrey, a una dirección NNW-SSE, desde Villa de Santiago, N.L. hasta Tezihutlán, Puebla.

Eguiluz *et al.* (2000) publicaron uno de los trabajos más amplios sobre la Sierra Madre Oriental, y la subdividieron en sectores que difieren según su estilo de deformación y porcentaje de acortamiento (Figura 2.5). De Norte a Sur estos sectores son: **(1) Sector San Pedro El Gallo**, caracterizado por pliegues de propagación de falla y cabalgaduras que acomodaron un acortamiento de 57%.

(2) **Sector Transversal de Parras**, constituido principalmente por pliegues angostos y alargados desarrollados por encima de una secuencia evaporítica, con un porcentaje de acortamiento de 37%.

(3) **Sector Saliente de Monterrey**, consiste en su mayoría por plegamiento similar al del sector transversal, la diferencia entre ellos radica en el espesor de la secuencia evaporítica (yeso-anhidrita) la cual es mayor en la saliente. En el antepaís de este sector, la secuencia evaporítica (principalmente sal) alcanza los 1000 m de espesor, y el estilo estructural consiste de anticlinales bifurcados, disarmónicos, angostos y alargados, con su núcleo inyectado de evaporitas (sierras de Minas Viejas y El Fraile; Humphrey y Díaz, 1954), o domos salinos (Wall *et al.*, 1961; Lawton y Giles, 1997). El acortamiento estimado en este sector es de 33%.

(4) **Sector Valles**, en este sector se presentan pliegues relativamente angostos y alargados con vergencia al oriente. En esta zona se encuentra el anticlinorio Huizachal-Peregrina, área donde afloran rocas precámbricas cabalgando a rocas más jóvenes del Paleozoico, las cuales junto con el Alogrupo Los San Pedros, forman el basamento pre-Oxfordiano (De Cerna *et al.*, 1977; Ramírez, 1978), conformando a un pliegue por doblez de falla. A este sector también corresponde la plataforma Valles-San Luis Potosí, donde existen más de 1000 m de yeso y anhidrita del Cretácico Inferior. Esta litología en conjunto con los cambios de facies y plataformas carbonatadas, generó estilos estructurales contrastantes. El acortamiento en el anticlinorio Huizachal-Peregrina es de 20%, mientras que en la zona de Valles es de 42%.

(5) **Cuenca de Sabinas**, en este sector se desarrollaron principalmente anticlinales angostos con grandes valles sinclinales, estructuras con núcleos inyectados de sal, además de desarmonía estructural entre varios niveles estratigráficos. El plegamiento es por despegue sobre el nivel salino de la cuenca, donde este nivel se acuña el basamento es emergente. El acortamiento en este sector es de 14%.

(6) **Región Zongolica**, este sector se encuentra al sureste del Cinturón Volcánico Mexicano, se reconocen estilos de deformación con geometría de pliegues por propagación de falla, que forman abanicos imbricados, vergentes al NE, con despegue en evaporitas del Cretácico Inferior. El acortamiento en esta zona es de 25 a 30% (Figura 2.5).

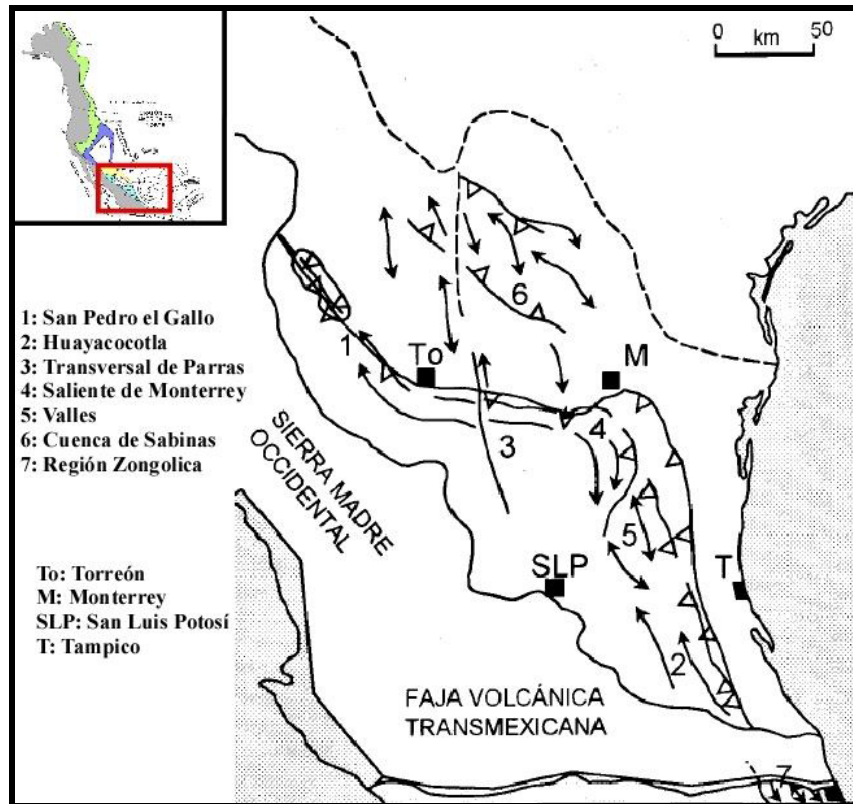


Figura 2.5.- Localización de los sectores con distinto estilo estructural y porcentaje de acortamiento que conforman a la Sierra Madre Oriental de México (Eguiluz *et al.*, 2000).

2.7.2 Edad de la deformación

En México no se conoce con certidumbre el inicio exacto de la deformación que generó al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Se ha determinado que en el Cenomaniano medio a tardío ocurrió un cambio de facies importante en todo el norte del país, desde los límites de Chihuahua con Sonora (Haenggi, 2002), hasta Monterrey y Ciudad Victoria (Goldhammer *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999; Eguiluz *et al.*, 2000). Edades entre 84 y 78 Ma de metamorfismo registrado en micas (Denison *et al.*, 1970), dentro del Cinturón Plegado de Chihuahua, producto de carga litostática y temperaturas

anormales, podría ser considerado como el inicio del evento Laramide en esta región (Haenggi, 2002).

En cuanto al tiempo de culminación de dicha deformación, las edades que han sido reportadas en el Cinturón Plegado de Chihuahua son del Eoceno. En la parte sureste de este cinturón, en la localidad de Sierra Peñas Blancas, Reyes-Cortés y Goodell (2000) reportaron edades de 54 a 44 Ma (K/Ar) de rocas volcánicas deformadas (Formación Cuervo) y no deformadas (Formación Nopal <44 Ma). Por otro lado, McDowell y Mauger (1994), entre las latitudes 28°-30° Norte, y a lo largo de la longitud 106° 30' Este, reportaron edades de rocas volcánicas basculadas tan antiguas como 68 Ma, y de entre 62 y 52 Ma para pequeñas intrusiones y tobas félsicas afectadas por el basculamiento, además de edades de 46 Ma para rocas igualmente volcánicas no afectadas por el basculamiento. Con base en lo anterior, Haenggi (2002) interpretó que la deformación debió haber terminado entre 52 y 46 Ma para esta región de Chihuahua.

En la región más al sur del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, la edad de la deformación está enmarcada en el Cretácico tardío - Eoceno temprano, lo cual se sustenta con la edad de los sedimentos sin-orogénicos del Grupo Difunta, depositados en las cuencas de Parras y La Popa (Vega-Vera y Perrilliat, 1989). Aunque algunos autores sugieren que pudiera alcanzar edades tan jóvenes como el Oligoceno temprano (Eguiluz *et al.*, 2000).

En la porción sureste del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, específicamente entre Tolimán, Querétaro y Tamazunchale, SLP, Fitz-Díaz *et al.* (2011) reportaron que la deformación que generó al cinturón en esta zona fue diacrónica de poniente a oriente, y se generó en dos fases. La primera, y más importante (D1), inició en el Turoniano (90 Ma), con el depósito de las turbiditas de la Formación Soyatal, y terminó en el Maastrichtiano (65 Ma). La culminación del evento D1 se interpreta con base en las edades bioestratigráficas de las rocas clásticas del Paleoceno (Formación Velasco), las cuales afloran en el frente tectónico del cinturón en esta zona, ya que dicha unidad no fue afectada por esta fase de deformación; pero si lo fue por un evento D2 que es poco

penetrativo, sugiriendo que el evento D1 solo ocurrió hasta los 65 Ma (edad reportada por López-Oliva *et al.*, 1998 para la base de la Formación Velasco).

Lo mencionado anteriormente es muy importante, la existencia de dos fases de deformación dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano es coincidente con lo reportado por Zhou *et al.* (2006) en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, donde se presenta primero una fase de deformación de piel delgada y, posteriormente, una deformación que involucró la exhumación de un bloque de basamento. Por otro lado, Chávez-Cabello *et al.* (2011) reportaron la presencia de dos fases de deformación más hacia el norte, en la zona del Cañón de Santa Rosa en Linares, Nuevo León; similar al anticlinorio Huizachal-Peregrina, estos autores reportaron que existió primeramente una deformación de piel delgada y, posteriormente, una deformación que involucro la reactivación de fallas de basamento. Anteriormente, Chávez-Cabello (2005) y Chávez-Cabello *et al.* (2005, 2007) reportaron también que en la parte meridional de la Cuenca de Sabinas existen dos fases de deformación; la más antigua representada por despegues sedimentarios y la más tardía por reactivación inversa de fallas del basamento (*i.e.* Falla San Marcos, lineamiento Monclova-Cuatro Ciénegas; Molina-Garza *et al.*, 2008).

2.8 PROVINCIA EXTENSIONAL BASIN AND RANGE

El termino *Basin and Range* que inicialmente propuesto por Gilbert (1928), quién lo refirió como un sistema compuesto por un conjunto de sierras separadas por valles. Con el paso de tiempo, diversos estudios han sido realizados para tratar de comprender la estructura, geodinámica y su extensión a lo largo de la margen occidental de EUA y México (*e.g.*, Gilbert, 1928; Hamilton y Myers, 1966; Anderson, 1971; Zoback *et al.*, 1981; Wernicke, 1992; Henry y Aranda-Gómez, 1992; 2000).

En general, la provincia *Basin and Range* corresponde a una zona amplia de extensión continental, localizada en la parte occidental de la Cordillera Norteamericana, que se extiende desde Canadá hasta la parte central y sur de México (*e.g.*, Henry y Aranda-Gómez, 1992). En el norte de EUA, esta provincia ocupa el espacio entre las Sierras *Cascade* y las Montañas Rocosas; en la parte central, está presente entre la Sierra Nevada y

la plataforma del Colorado; mientras que en el norte de México envuelve a la Sierra Madre Occidental, hasta la parte norte del Cinturón Volcánico Mexicano (Parsons, 1995).

La provincia *Basin and Range* surgió como resultado de extensión continental, en porcentajes que varían de 50 a 100% (*e.g.*, Hamilton y Myers, 1966; Wernicke, 1992); aunque según Parsons (1995) se ha reconocido que la extensión no está uniformemente distribuida en toda la provincia, ya que existen zonas con extensión extrema (100-300 %) y otras donde es débil (<10 %). Esta extensión se reflejó en movimientos casi verticales a través de fallas normales (comúnmente lítricas; Stewart, 1998) que bascularon bloques corticales, formando altos y bajos estructurales (*horsts* y *grabens*) que constriñen a las sierras y valles típicos, que dan su nombre a esta provincia.

En el occidente de EUA, la provincia *Basin and Range*, ha sido objeto de distintas hipótesis para explicar su origen, entre las que destacan: (1) procesos interplacas (*i.e.*, debidos a fuerzas diversas generadas por las interacciones entre la placa Norteamericana con las placas Farallón y/o Pacífica, *e.g.*, Severinghaus y Atwater, 1990). (2) Extensión a procesos subcorticales, como el levantamiento o formación de un bulbo en el manto (Scholz *et al.*, 1971). (3) Mecanismos intraplaca, principalmente la energía potencial gravitacional generada por engrosamiento local de la corteza por plegamiento y/o magmatismo (*e.g.*, Wernicke *et al.*, 1987). Dado que ninguno de los tipos extremos es capaz por si solo de satisfacer la complejidad de los fenómenos involucrados en la formación de la porción del *Basin and Range* en el oeste de los Estados Unidos, también se han propuesto modelos que combinan dos o más de estos mecanismos extremos (*e.g.*, Sonder y Jones, 1999).

En lo que respecta al tiempo de operación del *Basin and Range*, Wernicke (1992) menciona que todas la estructuras presentes en la provincia presentan edades que van desde el Eoceno hasta el reciente. Durante el Eoceno se formaron zonas con porcentajes de extensión altos en la Columbia Británica, Canadá y en Washington, Idaho, Oregon y el norte de Nevada en Estados Unidos (algunas de estas zonas definiendo a núcleos metamórficos complejos; *e.g.*, Wernicke, 1992; Axen *et al.*, 1993). Posteriormente, durante

el Oligoceno, en el área de Gran Cuenca, al este de Nevada, se generaron zonas ampliamente extendidas, formadas sobre fallas de bajo ángulo (*detachment*), que según Zoback *et al.* (1981) pudieron haberse formado en una zona de tras-arco o intra-arco. Más al sur, las primeras etapas de deformación extensional comenzaron a finales del Oligoceno, generándose fallamiento normal en el sur de California y Arizona, EUA y en México.

Para el Mioceno temprano, en gran parte de México inició una etapa de intensa extensión, representado por fallamiento normal importante (Henry y Aranda-Gómez, 1992), que será abordado posteriormente. También, durante el Mioceno temprano, a lo largo del Río Colorado (entre California y Arizona; *e.g.*, Howard y John, 1987) y en el borde sur de la meseta del Colorado (*e.g.*, Rehrig y Reynolds, 1980), se formaron núcleos metamórficos complejos. En el Mioceno medio ocurrió la etapa más amplia de extensión en la provincia; la cual fue de poca magnitud, generando fallas escarpadas que constriñen la morfología de cuencas y sierras. Un fallamiento en bloques generalizado ocurrió en gran parte del sur de Arizona y la Gran Cuenca, así como la apertura del Golfo de California en México (entre los 10-12 Ma; Stock y Hodges, 1989). Según Wallace *et al.*, (1992), durante el Plioceno y Cuaternario, se registraron erupciones volcánicas que fueron contemporáneas a procesos de *rifting* incipiente en el bloque de Jalisco, que se localiza en la porción sur de la Sierra Madre Occidental en México, indicando un diacronismo hacia el sur.

2.8.1 *Basin and Range* en México

Como se mencionó anteriormente, la extensión en México es continua con la de la provincia *Basin and Range* de California, Nuevo México y Texas; y según Henry y Aranda-Gómez (1992), aparece hasta la parte norte del Cinturón Volcánico Mexicano y probablemente más hacia el sur, en Oaxaca. Con excepción de la zona del Cinturón Volcánico Mexicano, la provincia *Basin and Range* en México consiste de cuencas elongadas en dirección N-NNW y sierras con elevación promedio de 2,000 m.s.n.m, similar a lo que se observa en EUA (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Esta deformación parece no afectar al núcleo de la Sierra Madre Occidental (arco Laramide), que constituye una especie de división geográfica entre lo que se ha definido como el *Basin and Range* mexicano, al

este, y la Provincia Extensional del Golfo de California, al oeste (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Figura 2.6).

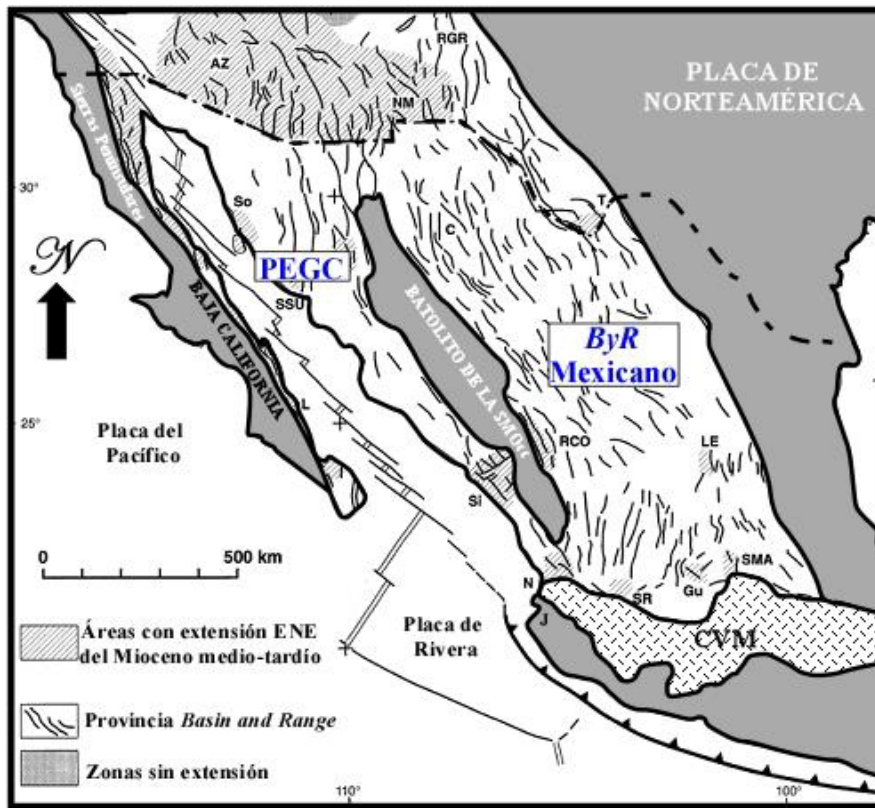


Figura 2.6.- Distribución de la porción sur del *Basin and Range* en el SW de EUA y el norte de México, donde se muestran áreas que experimentaron extensión ENE entre (~13 y 5.5 Ma; adaptada de Henry y Aranda-Gómez, 2000). AZ=Arizona; NM= Nuevo México; RGR=rift Río Grande; So=Sonora; SSU=Sierra Santa Úrsula; Y=cuenca del Río Yaqui; C=Chihuahua; T=Trans-Pecos Texas; L=Loreto; Si=Sinaloa; RCO=graben de Río Chico-Otinapa; LE= campo volcánico Los Encinos; N=Nayarit; SR=Santa Rosa; Gu=Guanajuato; SMA=San Miguel de Allende; J=bloque de Jalisco.

En el trabajo de Ferrari *et al.* (2005) se presenta una revisión de las características del *Basin and Range* en México, y cómo éste evento tectónico regional afectó a la Sierra Madre Occidental, separando su análisis en tres sectores (norte, centro y sur) para indicar las diferencias de edad del fallamiento.

- (a) El sector Norte corresponde a la zona de Sonora y Chihuahua (Figura 2.7). La presencia de una serie volcánica (42-37Ma) que es sobreyacida en discordancia angular por ignimbritas del Oligoceno (Megaw, 1990), parece indicar que la actividad

distensiva asociada al *Basin and Range* en el sur de Chihuahua, inició en el Eoceno. Aunque la evidencia tectónica en la zona, permite definir que el primer episodio extensional inició inmediatamente después del periodo de máxima actividad volcánica silícica de la Sierra Madre Occidental (34 y 29 Ma; McDowell y Clabaugh, 1979); ya que la extensión en Chihuahua se restringe a la formación de estructuras tipo *Basin and Range* (fallas de alto ángulo y bloques con bajo basculamiento indicando extensión moderada), que afectan a la cubierta ignimbrítica, por lo que se deduce tenga una edad < 29 Ma.

Por otro lado, en la región de Sonora la generación de núcleos metamórficos complejos (“Magdalena” en Nourse *et al.*, 1994; “Aconchi” en Calmus *et al.*, 1996; entre otros) indica que la extensión fue intensa (hasta $>100\%$ localmente; Gans, 1997). En general, las edades publicadas compiladas por Nourse *et al.* (1994) para las distintas localidades de núcleos metamórficos complejos en Sonora, indican un rango de ~ 25 -15 Ma para el evento extensivo responsable de la formación de estas estructuras. En la zona centro-oriental de Sonora, existen cuencas limitadas por fallas normales de alto ángulo, cuyas características indican menor extensión que en la región de los *core complexes*. La edad de rocas volcánicas (basaltos y andesitas) depositadas en su base, indican una edad de 27 y 20 Ma para estas estructuras (McDowell *et al.*, 1997; Paz-Moreno *et al.*, 2003).

En la zona occidental de Sonora afloran secuencias volcánicas miocénicas basculadas (10 - 35°) al E y W, sobreyacidas discordantemente por derrames horizontales de basaltos alcalinos, cuya edad limita la deformación entre 12 y 10 Ma en la zona de Guaymas (MacMillan *et al.*, 2003) y entre 10.7 y 9.3 Ma en el área de San Carlos-El Aguaje (Gans *et al.*, 2003). Aunque con baja intensidad, la actividad tectónica sigue activa en la parte nororiental de Sonora y noroeste de Chihuahua como lo atestigua la ocurrencia de por lo menos 64 temblores históricos en el periodo 1887-1999 (Suter, 2001).

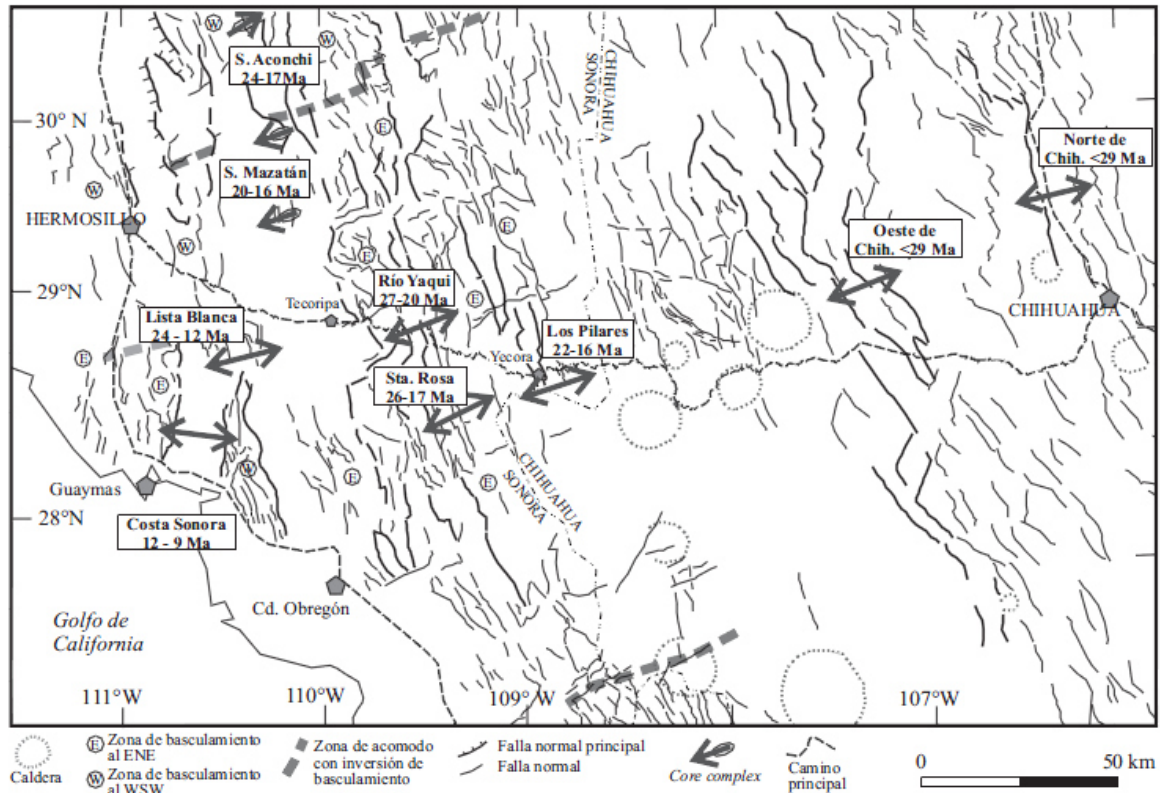


Figura 2.7.- Mapa tectónico de la parte norte de la Sierra Madre Occidental con indicación de la orientación y edad de la deformación extensiva (Tomada de Ferrari *et al.*, 2005).

- (b) En el sector centro correspondiente a Durango y Sinaloa, la extensión está principalmente localizada en las zonas laterales del batolito de la Sierra Madre Occidental, dejando una zona relativamente no extendida en su núcleo (Figura 2.8).

En Durango (al oriente del batolito), las estructuras son muy similares a las presentes en Chihuahua, con fallas normales de alto ángulo definiendo estructuras *Basin and Range* típicas. En esta zona la deformación es por lo menos del Oligoceno, como lo demuestran los rasgos estructurales y litológicos del área de Nazas, donde ocurren ignimbritas (29.9 ± 1.6 Ma) basculadas al NE, cubiertas discordantemente por tobas horizontales (29.5 ± 0.6 Ma; Aguirre-Díaz y McDowell, 1993); así como un paquete de lavas alcalinas de ~24 Ma, que según Aranda-Gómez *et al.* (2003) corresponden a un segundo episodio de extensión. En el área de Rodeo también existe el segundo pulso de extensión, así como una extensión temprana de entre 32.3 y 30.6 Ma (Lühr

et al., 2001). Al occidente de Durango, afloran en el graben Río Chico-Otinapa, cuyo análisis tectónico y estratigráfico permitió concluir que su formación ocurrió a los 12 Ma., producto de extensión WSW-ENE (Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

En Sinaloa (al occidente del batolito), el fallamiento normal con dirección NNW es intenso. Al norte de la zona de acomodo Tayoltita, las fallas buzcan hacia el ENE; mientras que las del lado sur se inclinan al WSW (Figura 2.8). El análisis de los sedimentos e intrusiones volcánicas dentro del semigraben generado por la falla Concordia, permitió definir una edad de poco más de 11.03 ± 0.16 Ma para la extensión en esta zona (Henry y Aranda Gómez, 2000). En la zona de Tayoltita, el basculamiento por fallamiento normal de la secuencia ignimbrítica del Mioceno tardío, sugiere que la extensión del Mioceno medio-tardío debe haber penetrado de manera discontinua hacia el continente (Horner y Enríquez, 1999; Enríquez y Rivera, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

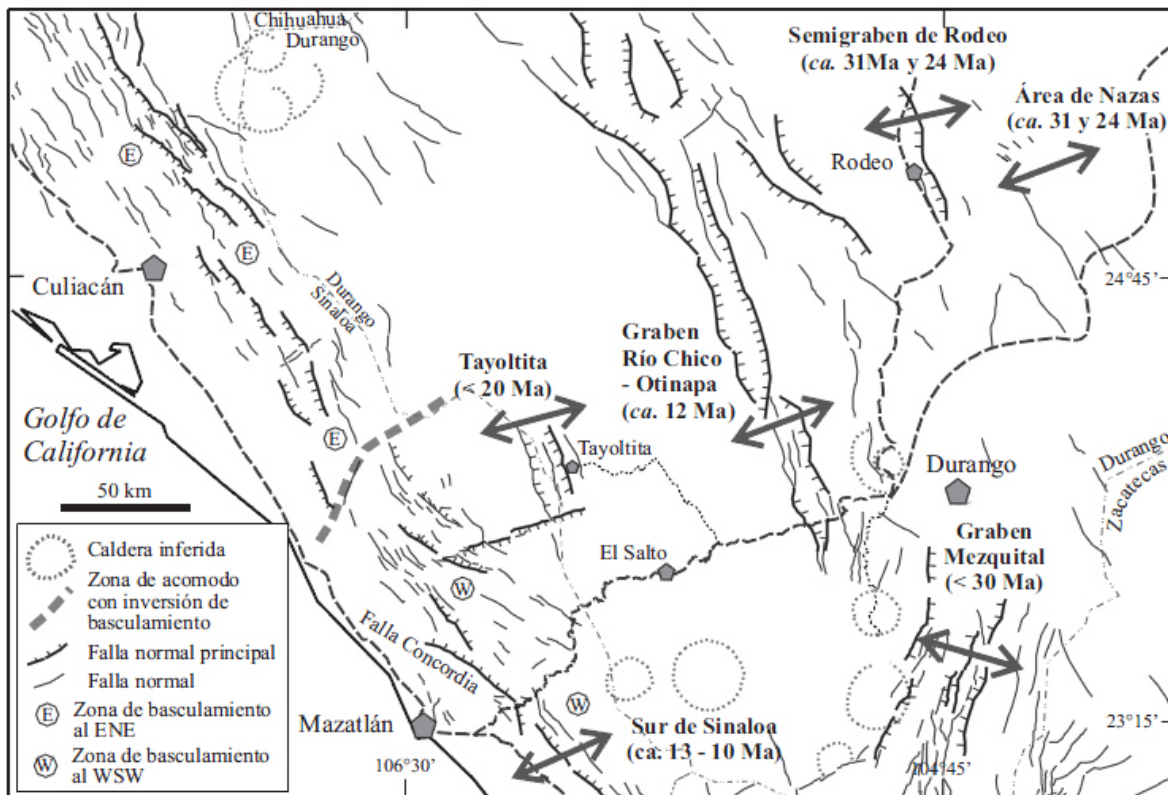


Figura 2.8.- Mapa tectónico de la parte central de la Sierra Madre Occidental con indicación de la orientación y edad de la deformación extensional (Tomada de Ferrari *et al.*, 2005).

- (c) El sector sur corresponde a la zona de Nayarit, Zacatecas y Jalisco; en esta zona, la deformación extensional fue generalizada, por lo que Ferrari *et al.* (2001) agrupan las estructuras en tres dominios principales: oriental, occidental y meridional (Figura 2.9). En el dominio oriental ocurren grábenes con dirección NNE a N-S, que afectan a ignimbritas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano. El dominio occidental está constituido por semigraben (Alicia, Pajaritos y Jesús María) cuyas fallas cortan a ignimbritas de la serie Nayar (~21 Ma; Ferrari *et al.*, 2002); en esta zona, el sistema de fallas Pochitan corta a rocas de hasta 17 Ma y está cubierto por basaltos de ~10 Ma (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). El fin de la deformación puede correlacionarse con la ocurrencia de diques basálticos (11.9-10.9 Ma) contemporáneos a la extensión (Ferrari *et al.*, 2002). El dominio meridional consiste en pliegues escalonados y fallas sinistralas del Mioceno medio, las cuales afectan a la secuencia volcánica del Oligoceno y Mioceno inferior de la Sierra Madre Occidental (Ferrari, 1995). Los pliegues son cortados por diques basálticos de ~11 Ma (Damon *et al.*, 1979), que indican la edad mínima de esta deformación. Ferrari (1995) interpreta esta deformación como una zona de transpresión izquierda producto del movimiento opuesto entre la Sierra Madre Occidental, durante las fases finales de la subducción de la microplaca Magdalena, y el bloque Jalisco, donde continuaba la subducción de la placa de Cocos.

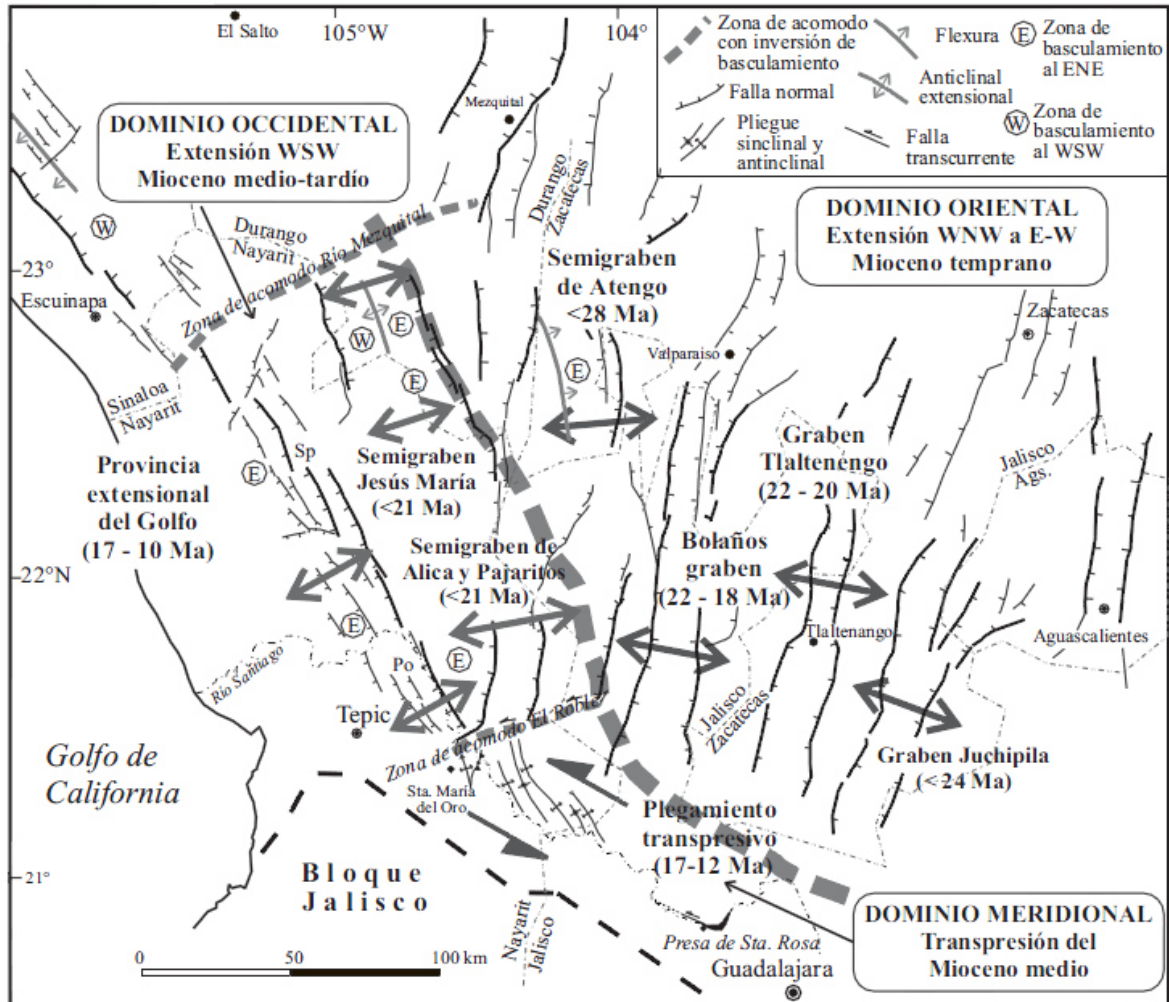


Figura 2.9.- Mapa tectónico de la parte sur de la Sierra Madre Occidental con indicación de la orientación y edad de la deformación extensional (Tomada de Ferrari *et al.*, 2005).

2.9 RECAPITULACIÓN

Este capítulo versó sobre los diferentes estilos y eventos de deformación que existen en la Cordillera de Norteamérica, esto se realizó con el fin de identificar las similitudes y diferencias que existen con la deformación en México, específicamente en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. A continuación (Tabla 2.1), se muestra una tabla comparativa donde se resumen las características principales entre el cinturón Sevier, la Provincia Laramide, el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano y la Provincia *Basin and Range*.

Tabla 2.1.- Contraste de las principales características de los cinturones que conforman la Cordillera de Norteamérica.

Característica	Cinturón Sevier	Cinturón Laramide	Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano	Basin and Range (México)
<i>Edad de formación</i>	119 – 50 Ma	80-35 Ma	90-35 Ma	31-0 Ma
<i>Estilo de deformación</i>	Principalmente de piel delgada con subordinada intervención de bloques del basamento	Piel gruesa	Principalmente de piel delgada con subordinada intervención de bloques del basamento	Fallamiento normal a nivel cortical
<i>Estructuras principales</i>	Fallas de cabalgadura (<i>thrust sheets</i> y napas) y pliegues asociados. <i>Decollement</i>	Fallas inversas de alto ángulo y pliegues tipo sábana.	Cabalgaduras y pliegues de despegue asociados a un despegue basal y despegues en niveles más someros	Grabens, horst y núcleos metamórficos complejos
<i>Edad del magmatismo</i>	100-85 Ma	>82 – 31* (2)	Dos conjuntos: 83-71 Ma (5) 45-31 (3,5)	30-<5 Ma
<i>Geoquímica (Valores de elementos traza Ba y Sr)</i>	Ba: 20-3000 ppm Sr: 10-2000 (1)	Ba: 300-1070 ppm Sr: 120-520 ppm (4)	Ba: 90-2490 ppm Sr: 250-1708 ppm (3,6)	Ba: 10-54 ppm Sr: 376-1159 ppm
<i>Distancia desde la paleotrinchera</i>	0-250 km	> 1000 km (2)	0-700 km	>900 km

* Basado en cambio de magmatismo con firma de arco a intraplaca. (1) Dodge (1972); (2) English *et al.* (2003); (3) Chávez-Cabello (2005); (4) Roldán-Quintana *et al.* (2009); (5) Sosa-Valdés (2011); (6) Gonzáles-Guzmán (2011).

CAPÍTULO III

MECANISMOS DE ASCENSO Y EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS

3.1 INTRODUCCIÓN

La mayor problemática respecto al estudio de rocas ígneas está relacionada con la comprensión de los mecanismos involucrados en el ascenso de magmas, desde su nivel de formación, hasta niveles medios o altos de la corteza terrestre; así como los mecanismos principales que permiten la generación de espacio para que el material magmático se emplace (Pitcher, 1979; Marsh, 1982; Bateman, 1985; Cruden, 1988; Paterson *et al.*, 1991; Clemens y Mawer, 1992; Paterson y Fowler, 1993; Rubin, 1993; Petford *et al.*, 1993; Petford, 1996).

Budington (1959) estableció una división de los niveles de emplazamiento de magmas en la corteza, la cual está basada en las relaciones de contacto entre cuerpos intrusivos y su roca encajonante; denominándolas: (1) **Epizona (0-10 km)**, donde la característica principal es que casi en su totalidad presenta relaciones de contacto discordantes, sugiriendo una gran ocurrencia de mecanismos de emplazamiento frágiles como: rebaje magmático (*stoping*) y hundimiento de grandes bloques (*cauldron subsidence*), los cuales desplazan al magma empujándolo hacia niveles más altos. (2) **Mesozona (10-16 km)**, la cual representa la transición de procesos frágil-dúctiles, presentándose relaciones concordantes y discordantes complejas. (3) **Catazona (>16km)**, en esta zona los plutones presentan relaciones predominantemente concordantes, controladas por el flujo dúctil de la roca encajonante.

Pitcher (1979), Clemens y Mawer (1992), Petford *et al.* (1993) y Petford (1996) establecieron que el magma puede ascender rápidamente a través de fracturas o zonas de cizalla profunda, en forma de diques alimentadores principales de cuerpos batolíticos someros. Esta idea fue respaldada por Woodcock y Fisher (1986), quienes demostraron que la mayoría de las fronteras de placas convergentes (~59%) tiene un vector de velocidad relativo, que es marcadamente oblicuo a la trinchera ($> 22^\circ$), además que una porción significativa (14%), tiene vectores que son cercanamente paralelos a la frontera ($\pm 22^\circ$). Lo

anterior, permite sugerir que el acomodamiento del movimiento oblicuo debe involucrar fallamiento lateral profundo dentro del continente, que serviría como conducto para la segregación, ascenso y emplazamiento de material magmático, el cual a grandes escalas serviría para alimentar a cuerpos batolíticos emplazados en la epizona y mesozona (Hutton, 1988; Clemens y Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1993; Brown, 1994; Petford, 1996).

El diapirismo, es otro mecanismo que contribuye con grandes cantidades de magma en los niveles inferior y medio de la corteza continental, y ha sido estudiado desde mediados del siglo pasado, con las primeras aproximaciones de Grout (1945) y posteriormente de Ramberg (1967), Dixon (1972), Marsh (1982), Schmeling *et al.* (1988) y Weinberg y Podladchikov (1995), quienes han evolucionado el modelo y fundamentado el posible ascenso de diapiros hasta niveles de ≈ 10 km. de profundidad en la corteza.

3.2 PROCESOS QUE GENERAN ESPACIO DENTRO DE LA CORTEZA

Paterson *et al.* (1991) y Paterson y Fowler (1993) definieron cuatro mecanismos de escala regional, por los cuales se genera espacio que puede ser aprovechado por grandes volúmenes de magma para su emplazamiento: (1) descenso del Moho, (2) desplazamiento de la superficie de la corteza, (3) pérdida de volumen y (4) contracción elástica. El descenso del Moho y el desplazamiento de la superficie de la corteza, son las más importantes, ya que producen deformación de las rocas por compresión y extensión, respectivamente (Gastil, 1975; Pitcher, 1979; Paterson y Fowler, 1993; y Brown, 1994). Paterson *et al.* (1991) mencionaron que si estos procesos regionales crean espacio en la corteza, las intrusiones magmáticas deben ser de origen sin-tectónico, emplazándose durante la creación de dicho espacio.

Gill (1981) y Hamilton (1981) reportaron que ejemplos de este tipo de intrusiones sin-tectónicas ocurren en ambientes de extensión regional, como dorsales oceánicas y cuencas de tras arco; aunque Brun y Pons (1981), Miller *et al.* (1988) y Paterson *et al.* (1991) documentaron emplazamientos magmáticos en condiciones contraccionales. Un caso particular es el ascenso de magmas a través de zonas de falla con desplazamiento lateral, a lo largo de las cuales se generan cuencas tipo “*pull-apart*” (Hutton, 1988).

Los magmas pueden emplazarse donde ocurren procesos de contracción a escala local, como en las charnelas de los pliegues, que son zonas donde se produce un gran fracturamiento, lo cual representa áreas de potencial emplazamiento magmático (Figura 3.1a; Schwertner, 1990). Otro ejemplo es el ascenso y emplazamiento de magmas en zonas de extensión local, asociada a cuencas tipo *pull-apart* (Figura 3.1b; Hutton, 1982), y en ambientes con un dominio de esfuerzos puramente extensionales (Fig. 3.1c; Hutton, 1982; 1988; Guineberteau *et al.*, 1987).

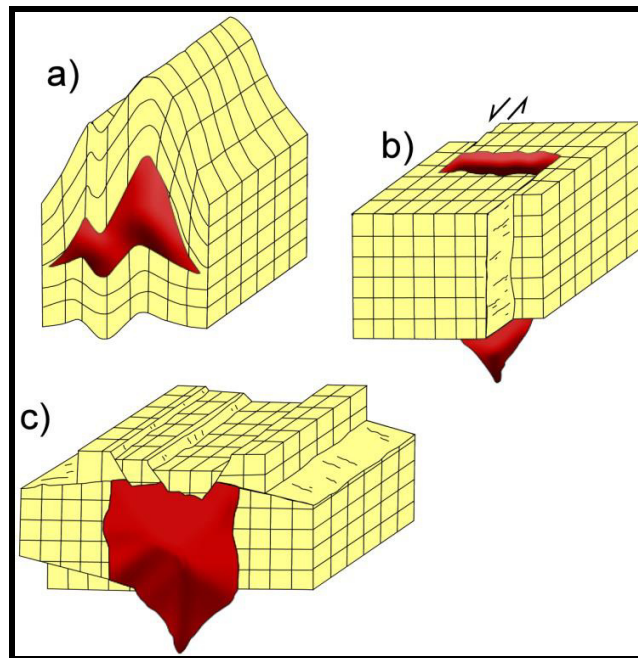


Figura 3.1.- Diagramas de bloques esquemáticos que muestran el emplazamiento de magmas en: (a) charnelas de pliegues, (b) cuencas tipo “*pull-apart*” a lo largo de zonas de cizalla lateral y, (c) ambiente extensional (Paterson *et al.*, 1991).

3.3 MECANISMOS DE ASCENSO DE MAGMAS

La facilidad o dificultad de un magma para ascender depende de factores como: permeabilidad del medio, viscosidad y densidad del fluido, entre otras (Best, 2003). Los mecanismos de ascenso de magma deben satisfacer numerosas dificultades termodinámicas, ya que la corteza superior reacciona elásticamente, mientras que generalmente la corteza profunda actúa plásticamente, en ese sentido, en la actualidad existe gran controversia respecto a los mecanismos que transportan material magmático y cual de estos es el más importante.

En la actualidad los modelos más aceptados para explicar el ascenso de magmas son los de Buddington (1959), quien propone dos mecanismos por los que un magma puede ascender a la corteza para formar cuerpos plutónicos y/o derramarse en la superficie: **diques** y **diapiros**, ya sea por conductos creados por la propagación de éstos o por conductos creados por fallas pre-existentes (generalmente en zonas de cizalla activa). A continuación, se describen las características generales de cada uno de estos mecanismos.

3.3.1 Ascenso de magmas a través de diques

Para que un dique se genere, la presión ejercida por una cámara magmática debe sobrepasar el esfuerzo principal mínimo (σ_3) presente en la roca encajonante; este fenómeno es conocido como: *presión controladora del magma*, y surge como resultado de la diferencia entre la presión del magma (encargada de dirigir la trayectoria de emplazamiento del dique) y el esfuerzo inicial de la roca encajonante (Clemens y Mawer, 1992; Hoek, 1996).

El mecanismo de ascenso a través de diques (de ~1-50 m. de espesor) está relacionado con movimientos tectónicos, y presenta las siguientes ventajas: (i) la rapidez con la que puede ascender el magma; (ii) poca interacción térmica con la roca encajonante; (iii) resuelve numerosos problemas reológicos y termodinámicos asociados con el transporte de grandes volúmenes de magma a través de la corteza (Marsh, 1982; Clemens y Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1993; Brown, 1994; Petford, 1996).

Los principales procesos involucrados en el emplazamiento de diques son (Figura 3.2a-e): (1) **Nucleación de fracturas**: cuando el magma genera sus propias fracturas durante su propagación (Clemens y Mawer, 1992); aunque, según Hoek (1996), por lo general los diques invaden y/o explotan discontinuidades preexistentes, que facilitan su propagación. (2) **Dilatación de fracturas**: este proceso es facilitado debido al ingreso de magma sobre el plano de fractura (Figura 3.2; 3.3), su propagación se debe a que el esfuerzo tensil en la punta del dique supera la presión litostática ejercida por la roca encajonante (σ_3). Generalmente, la propagación del dique se detiene al disminuir la presión por el incremento del radio de la punta del dique (Clemens y Mawer, 1992; Hoek, 1996;

Figura 3.2c). (3) **Propagación de fracturas:** para la propagación de diques se ha definido que las fracturas tensiles de modo abierto opondrían la menor resistencia a su emplazamiento; de esta forma, el dique se emplazaría en el plano normal al esfuerzo mínimo principal (Hoek, 1996). (4) **Deformación de la roca encajonante (elástica, dúctil y/o frágil):** los diques son fuertes indicadores de la dirección de extensión en zonas deformadas, aunque existe un gran debate sobre si el dique nucleó su propia fractura o utilizó una superficie preexistente (Hoek, 1996). (5) **Flujo de magma:** si la presión de flujo del magma disminuye, la velocidad de propagación también será afectada (Hoek, 1996). (6) **Pérdida de calor:** la pérdida de calor de magmas que intrusionan rocas relativamente frías, ocasiona la inevitable solidificación durante cualquier mecanismo de ascenso, representando una de la resistencias al flujo de magma debido a: (1) Reducción de canal disponible para el flujo y por el crecimiento hacia a dentro de la capa solidificada y; (2) Por el incremento de viscosidad con respecto a la distancia de la región fuente (Denaley, 1987).

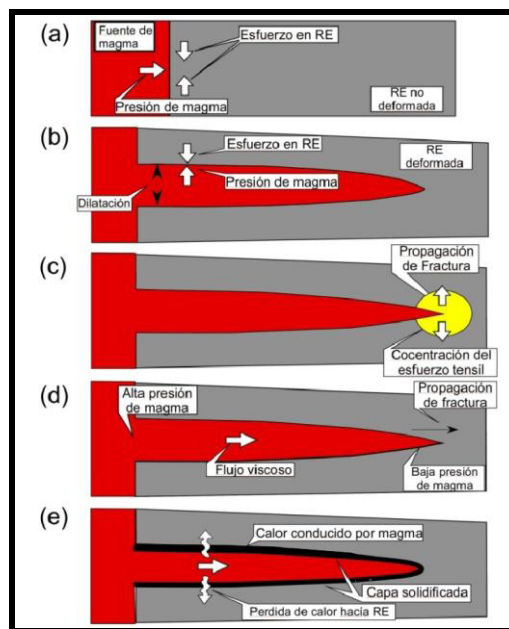


Figura 3.2.- Imagen que muestra los procesos y mecanismos que controlan y resisten la propagación de los diques. (a) Magma en contacto con la roca encajonante (RE) no deformada; (b) dilatación de fractura; (c) propagación de fractura controlada por el esfuerzo tensil en la punta del dique; (d) disminución de la presión de magma en la punta del dique; (e) pérdida de calor que ocasiona solidificación del magma (Hoek, 1996).

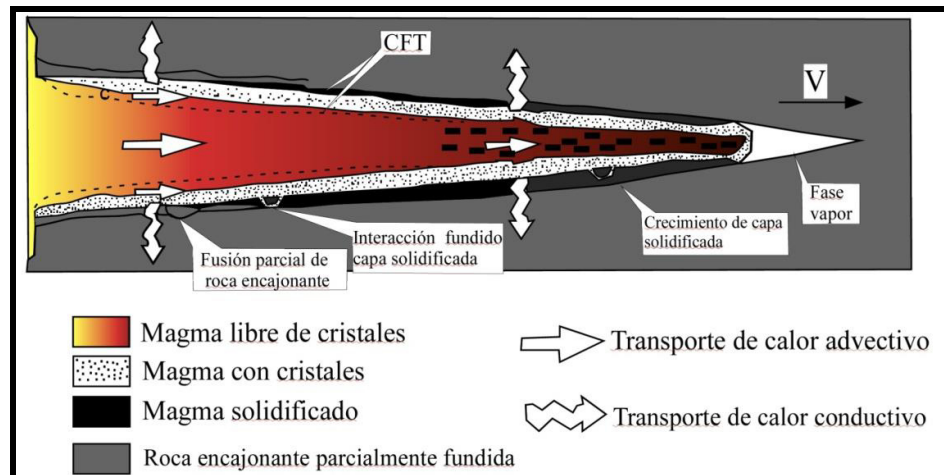


Figura 3.3.- Diagrama que representa el transporte de calor de un dique propagándose a cierta velocidad (V). La cristalización ocurre en la capa de la frontera termal (CFT; Hoek, 1996).

Otros factores que también limitan la propagación de diques son:

- **Intrusión dentro de un nivel de flotación neutral:** Este fenómeno depende del contraste de densidad entre el magma en ascenso y las rocas encajonantes, si dicha diferencia es mínima, el ascenso del magma por flotabilidad es imposible; por lo que dicho material no seguirá ascendiendo (por flotación) y se quedará estancado (Corry, 1988; Lister y Kerr, 1991).
- **Intersección de zonas isotrópicas muy quebradizas:** El ingreso del material magmático a estas zonas ocasiona la ramificación del dique principal y por ende la disminución de la energía de propagación; debido a esto, el magma se entrapa.
- **Barreras de esfuerzo** (Gretener, 1969): Las magnitudes del esfuerzo compresivo horizontal cerca de la superficie pueden superar la magnitud de esfuerzo ocasionado por el ascenso de magma; si esto ocurre, la propagación es bloqueada.
- **Mecanismo COOK-GORDON** (Cook y Gordon, 1964): Se fundamenta en que existen dos esfuerzos tensiles operando en la punta del dique propagándose, uno perpendicular (S_y) y otro paralelo (S_x). Si la magnitud de S_x no es lo

suficientemente grande, ocasionará la propagación de magma a través de discontinuidades mecánicas horizontales, formando cuerpos con dimensiones horizontales mayores que el espesor vertical (p. ej, *sills* o lacolitos).

- **Intersección de zonas altamente dúctiles.** En este caso la existencia de horizontes saturados de agua y quizás hasta zonas parcialmente fundidas en la corteza baja, pueden interrumpir el ascenso del material magmático, debido a que presentan densidades menores que las del magma en ascenso, lo cual disminuye la propagación vertical de este casi en su totalidad (Clemens y Mawer, 1992).
- **Intersección con superficies en movimiento (zonas de cizalla).** Sobre todo en zonas de cizalla extensional (Weertman, 1980). La creación de espacio a mayor velocidad que el volumen del magma de ascenso en la corteza, también provoca el entrampamiento de magma.

La importancia del ascenso de magmas a través de diques radica en que se ha propuesto que estos pueden alimentar e inflar grandes batolitos graníticos en corto tiempo (Clemens y Mawer, 1992; Petford, 1996), sugiriendo que un dique de 1 km de largo, 3 m de ancho y 20 km de profundidad, puede inyectar 2,000 km³ de magma dentro de la corteza en un lapso de 900 años; lo cual es una idea viable para explicar que la parte superior de la corteza y las zonas de arco, están constituidas por grandes volúmenes de magma granítico; sin embargo, cabe mencionar que no se ha visto de manera importante diques alimentadores en la naturaleza (Paterson *et al.*, 1991; Paterson y Fowler, 1993), y que magmas graníticos se enfrían mas rápido que lo que los diques pueden propagarse (Rubin, 1993).

3.3.2 Ascenso de magmas a través de diapiros

Un diapiro es una estructura dúctil con una geometría aproximadamente esférica, que presenta velocidades de ascenso lentas (~0.1-50 mm/año) a través de un medio altamente viscoso, debido a la diferencia de densidades entre el magma y la roca encajonante (Best, 2003). El diapirismo es considerado responsable del ascenso de grandes

volúmenes de magma dentro de la corteza continental. Dixon (1975) y Marsh (1982) propusieron modelos con geometrías burdamente esféricas, con foliación interna y rasgos que varían de deformación aplanada a cilíndrica (Figura 3.4) dentro y en el borde de los plutones que se interpreta ascendieron de esta forma.

En el trabajo experimental de Grout (1945) se concluyó que, tanto la velocidad de ascenso como la geometría del material que asciende, está fuertemente controlada por tres factores: (i) la fuerza de flotación del magma, (ii) la temperatura del magma y (iii) la temperatura del material circulante; cabe mencionar, que este autor utilizó mezclas de distintos materiales (aceite, miel de maíz, agua y aire) para simular el ascenso del magma. En la Figura 3.4a se observa como los contrastes de viscosidad ocasionan arreglos geométricos diversos del diapiro ascendente. En la misma Figura 3.4, 1 y 2 representan un diapiro de aceite moviéndose en una matriz de miel de maíz a temperatura ambiente; 3 y 4 representan aceite frío dentro de miel fría y caliente, respectivamente; 5 es aceite caliente dentro de miel fría, 6 corresponde a un diapiro de agua dentro de matriz de miel; 7 es igual que en 6 pero a través de su traza; finalmente, 8 y 9 representan diapiros de aire dentro de una matriz acuosa.

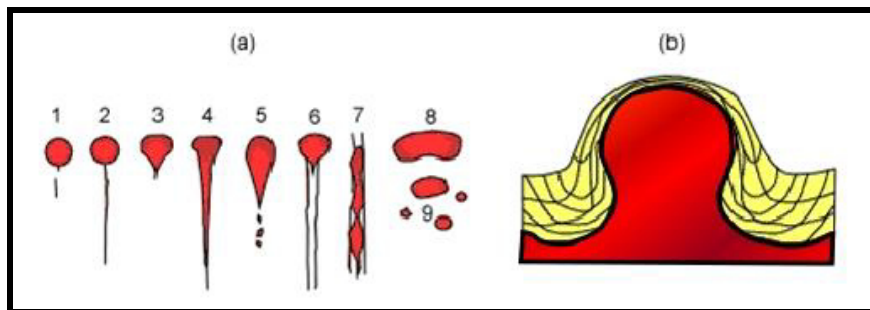


Figura 3.4.- Ascenso a través de diapiros; (a) modelo de comportamiento de diapiros de diferente composición dentro de matrices variables (Grout, 1945); (b) deformación finita en roca encajonante para un diapiro en forma de hongo (Dixon, 1975).

Dixon (1975) utilizó un análisis de deformación finita, en el cual se definieron estructuras como: sinclinales anulares, cizalla cilíndrica alrededor del cuerpo, además de caracterizar el fuerte aplanamiento local que experimenta la margen del plutón (Figura 3.4b), aunado a esto, distinguió tres fases activas en la formación de un diapiro: (i) de

crecimiento lento, donde empieza a formarse el domo; **(ii)** de crecimiento rápido, en donde se origina un tronco diapírico, mediante flujo convergente en la base del diapiro; y **(iii)** una fase semi-estacionaria donde la cual el tronco es deformado plásticamente (Figura 3.5; Dixon, 1975).

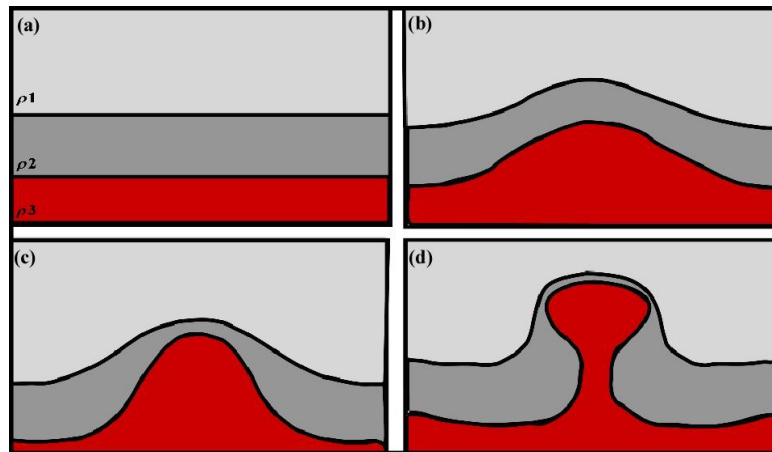


Figura 3.5.- Modelo de Dixon (1975) sobre el origen diapírico. Determinando: **(a)** una fase inactiva y tres fases activas: **(b)** de crecimiento lento, **(c)** de crecimiento rápido y, **(d)** estado semi-estacionario.

El ascenso de cuerpos diapíricos se desarrolla en dos etapas principales: **(1)** calentando y/o hasta fundiendo parcialmente un espesor de roca encajonante ($\geq 30\%$; Van der Molen y Paterson, 1979); e **(2)** intrusionando la aureola suavizada (dúctil); este último proceso puede repetirse en varias ocasiones, siempre y cuando el cuerpo logre fundir parcialmente las rocas encajonantes y al final, mantenga una densidad menor que su aureola. Un fenómeno interesante que debe ocurrir durante el ascenso de diapiros, es que tanto la temperatura de la intrusión como la de las rocas encajonantes disminuyan con el tiempo, y el calor sea absorbido por un volumen de roca encajonante cada vez menor; lo que ocasiona que las aureolas de contacto disminuyan conforme el diapiro avanza (Figura 3.6 b).

El factor más importante en el ascenso de diapiros es la viscosidad de las rocas encajonantes, ya que si éstas presentan baja viscosidad pueden ser deformables (dúctil o plásticamente), de tal modo que no permiten que el magma en ascenso sea contaminado durante su trayecto; además, bajo condiciones esperadas en la corteza baja y media, utilizando valores de viscosidad de 10^{16} a 10^{17} poises, diapiros con diámetros <10 km

podrían moverse a una velocidad de 150 mm/año y ascender a niveles de la corteza con profundidades de 50 km (Marsh, 1982).

El mecanismo de ascenso ideal para diapiros, es que estos sigan la trayectoria de un antecesor, lo que generaría que en unos cientos de miles de años, estos podrían ascender más rápido y alcanzar niveles de hasta 20 km en la corteza. Sin embargo, si un diapiro de la mitad de tamaño que sus antecesores penetra la misma trayectoria, podría moverse hasta veinticinco veces más rápido que los anteriores y ascender a una velocidad de ~4m/año (Marsh, 1982). Paterson *et al.* (1991) y Petford (1996) critican este modelo, debido a la pérdida acelerada de calor del diapiro y la ausencia de volúmenes grandes de migmatita alrededor de estos cuerpos.

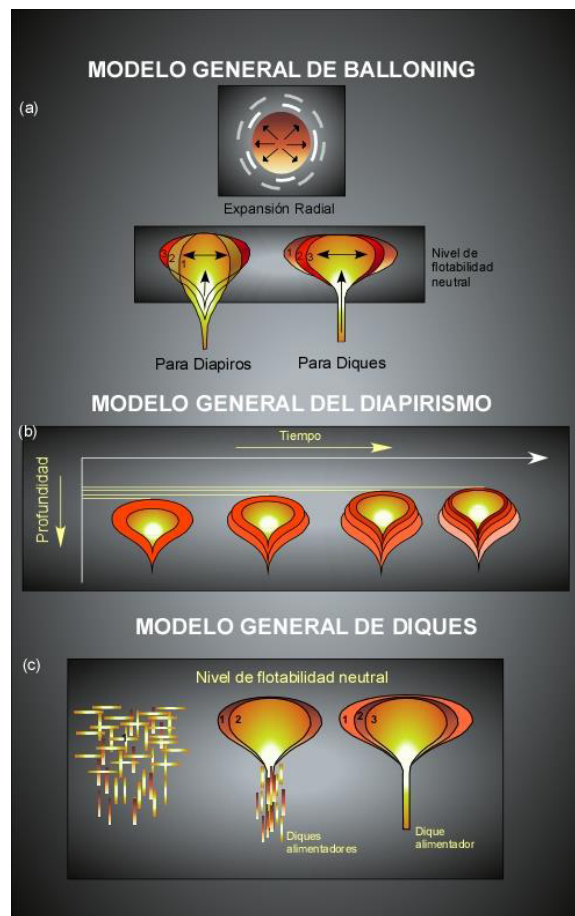


Figura 3.6.- (a) Modelo de expansión de cámara magmática tanto por intrusión de diapiros como de diques (adaptado de Brun y Pons, 1981); (b) modelo de emplazamiento de diapiros; (c) modelos de emplazamiento de diques en el que se crea y expande la cámara magmática (b y c tomados de Chávez-Cabello, 1998).

Los modelos de diques y diapiros, como principales mecanismos de ascenso de magmas, han sido fuertemente cuestionados, por ejemplo: en los trabajos de Pitcher (1979), Clemens y Mawer (1992) y Petford (1996) se menciona que no existen evidencias claras de que el diapirismo exista en la naturaleza, ya que no se ha mostrado un ejemplo de un plutón interpretado como diapiro, donde se observe la deformación de los modelos teóricos; además de esto, Weinberg y Podladchikov (1995) indicaron que tampoco hay evidencia natural de grandes zonas de cizalla vertical asociadas a diapiros; y que al igual que con los diapiros, no existen evidencias de diques alimentadores de grandes batolitos. Una explicación a estas cuestiones es descrita en los trabajos de Paterson *et al.* (1991) y Paterson y Fowler (1993), donde se menciona que la gran mayoría de los ascensos de magma ocurren durante eventos de deformación regional, por lo que las evidencias de diques alimentadores y de zonas de cizalla cilíndrica vertical esperada para diapiros, seguramente en la mayoría de los casos, han sido fuertemente alteradas o borradas por deformación regional durante o después del ascenso de magma.

En general, el ascenso de material magmático a la parte alta de la corteza no es fácil de explicar como producto de un solo mecanismo de ascenso (diques o diapiros), sino que puede ocurrir a través de la combinación de ambos, iniciando diapíricamente en el manto - corteza inferior y, culminado con el drene de diapiros a través de diques en la parte alta de la corteza (Paterson y Fowler, 1993; Figuras 3.6 y 3.7).

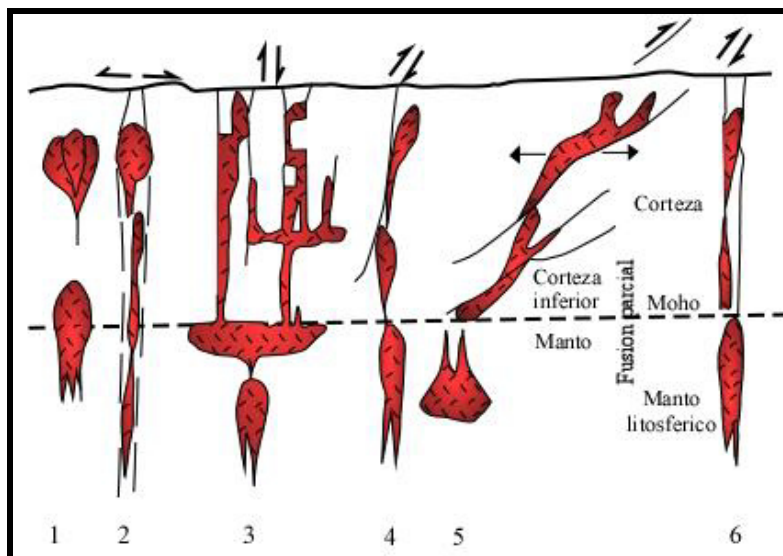


Figura 3.7.- Diagrama generalizado mostrando varios modelos para ascenso y emplazamiento de granitoides, todos iniciando con ascenso diapírico dentro del manto: (1) ascenso diapírico continuo con actividad tectónica ausente. El ascenso ocurre debido a flotación acompañada de expansión tardía, (2) Ascenso a través de un sistema mayor de fallas extensionales verticales, el magma asciende a niveles más altos con mayor aporte de magma ocasionando un comportamiento tipo caldera, (3) ascenso diapírico detenido por cambios de viscosidad en la frontera del Moho, ocurriendo dispersión lateral y regeneración de plutones corticales, (4) los diapiros pueden algunas veces ascender a la corteza media e intersectar fallas de rumbo produciendo finalmente plutones alargados con expansión tardía; (5) el magma puede ascender a través de zonas de cizalla lítricas desde las zonas de fusión bajo la corteza, ocasionando hojas lítricas rellenas de granito o hasta calderas asimétricas, (6) el magma en ascenso puede intersectar zonas de fallas transcurrentes profundas que crean espacio para el ascenso y emplazamiento de magmas. Para todos los casos la fuente está localizada dentro del manto litosférico (Hutton, 1988).

A continuación, se presenta una tabla donde se contrastan las características principales de los dos tipos de ascenso de magmas en la corteza continental:

Tabla 3.1.- Resumen de las características observadas para diques y diapiros (Adaptada de Paterson, 1997, no publicada; después de Marsh, 1982).

Características observables	DIQUES	DIAPIROS
Velocidad de ascenso y Deformación	<i>Rápida</i>	<i>Lenta</i>
Roca encajonante	<i>Rocas elásticas</i>	<i>Rocas viscosas</i>
Ascenso	<i>Controlado por la viscosidad del magma y sobre-presión de la fuente</i>	<i>Controlado por la viscosidad de la roca encajonante y por</i>

		<i>presión litostática</i>
Sismicidad	<i>Sísmicos</i>	<i>Asísmicos</i>
Trayectoria	<i>Sobre el plano normal a σ_3 (irregular)</i>	<i>Vertical (geométrica)</i>
Volcanismo Asociado	<i>Erupciones fisurales</i>	<i>Erupciones centrales</i>
Xenolitos	<i>Transportados</i>	<i>Segregados</i>
Ejemplo	<i>Hawai</i>	<i>Arcos de islas</i>

3.4 MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE MAGMAS

3.4.1 Introducción

En la corteza continental, el emplazamiento de magmas está condicionado por el cambio en la dirección de flujo de este material, el cual pasa de ser vertical a una manera horizontal u oblicua, pudiendo establecer un reservorio de magma para su posterior emplazamiento o desarrollo de un estadio final en la generación de cuerpos intrusivos. Lo anterior, está controlado por una combinación entre: 1) la interacción del campo total de esfuerzos (regional y de emplazamiento), 2) la disminución en la velocidad de ascenso, y 3) la respuesta mecánica de la roca circundante (Hutton, 1988; Paterson *et al.*, 1991; Hogan y Gilbert, 1995; Bons *et al.*, 2001).

Hutton (1794) fue el primero en sugerir que el magma se emplaza dentro de rocas pre-existentes generando un problema de espacios, los cuales son creados hacia la parte superior del plutón y se encuentran ocupados por bloques de rocas encajonantes que fueron desprendidos de las paredes y techo; además de estos, existen otros factores importantes en el emplazamiento de magmas, como el desarrollo de deformación dúctil, la cual ocurre en la parte baja de la roca encajonante, debido a su viscosidad y a altas temperaturas. Lo anterior, puede permitir el emplazamiento de plutones en forma de diapiros.

Paterson y Fowler (1993) separaron en dos escalas los procesos que generan espacio para el emplazamiento de magmas dentro de la corteza; la primera, es referida a procesos que suceden a escala regional, definiéndolos como **Procesos de Transferencia de Materiales de Campo Lejano (PTMCL)**; levantamiento de la superficie de la tierra,

descenso del Moho, pérdida de volumen cortical y/o contracción elástica de la corteza); y la segunda, es referida a procesos ocurridos de manera muy local, basados en el movimiento de material alrededor de los plutones, denominados **Procesos de Transferencia de Materiales de Campo Cercano (PTMCC; rebaje magmático “*stoping*”, expansión de cámara magmática, *doming*, etc.)**. En el presente trabajo se abordarán únicamente los PTMCC, ya que fueron los que sirvieron como base para caracterizar los mecanismos de emplazamiento de los intrusivos en estudio.

3.4.2 Rebaje magmático (*Stoping*)

Este proceso es típico en la epizona, consiste en la ruptura de pequeños bloques de roca encajonante, ya sea en el techo y/o las paredes de la cámara magmática; dichos bloques se hunden dentro de la cámara e intercambian su posición con la del magma que va ascendiendo; esta situación genera relaciones de contacto altamente discordantes con respecto a la posición estructural de las rocas encajonantes (Pitcher, 1979; Figura 3.8).

El modelo de *stoping* puede explicarse en tres etapas (Daly, 1903; Paterson *et al.*, 1991): **(1)** se produce fracturamiento de la roca encajonante debido a la expansión diferencial ocurrida durante el rápido calentamiento producido por la intrusión, lo cual produce la formación de bloques de roca encajonante denominados xenolitos; **(2)** los cuales posteriormente se hunden y, **(3)** se acumulan en la base de la cámara magmática. Cabe mencionar que dichos xenolitos también pueden ser asimilados por el magma, situación que, según Marsh (1982), más que ayudar al emplazamiento lo obstruye, debido a que: **(i)** los xenolitos (asimilados o acumulados) alteran tanto química como termalmente al magma, lo cual produce una disminución en su temperatura; y **(ii)** porque los xenolitos desprendidos que se hunden dentro de la cámara ocupan mayor volumen que en su posición original.

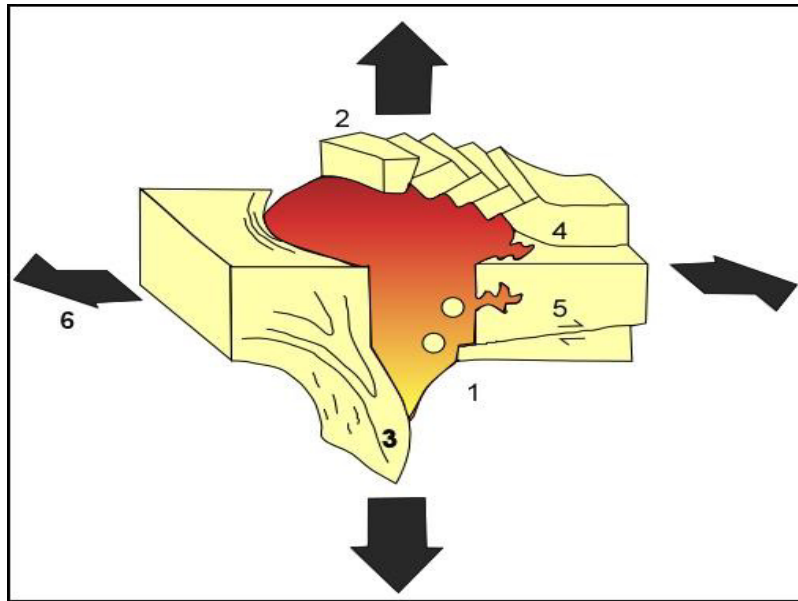


Figura 3.8.- Diagrama 3D que esquematiza los mecanismos de emplazamiento de magmas clásicos y las relaciones de corte producidas durante el emplazamiento de un plutón en un ambiente extensional; donde: (1) rebaje magmático (*stopping*), (2) levantamiento de techo, (3) deformación dúctil de la roca encajonante y flujo de retorno de la aureola, (4) asimilación de la roca encajonante, fusión y anatéxis, (5) desplazamiento lateral de la pared por fallamiento o plegamiento, y (6) emplazamiento en ambiente extensional (Paterson *et al.*, 1991).

3.4.3 Hojas cónicas, subsidencia de calderas y diques anulares

Los diques cónicos (*cone sheets*) son estructuras tabulares curvadas que se forman al inicio del desarrollo de la cámara magmática, dichas estructuras son producidas por sobre-presión del reservorio magmático, lo cual ocasiona fracturamiento tensil con inclinación hacia el centro de la cámara magmática (Anderson, 1936; Figura 3.9 y 3.10a); poseen composiciones preferentemente básicas, espesores <10 m y márgenes quemados en sus bordes (*chilled margins*); cabe mencionar que son muy importantes para el desplazamiento del magma a niveles corticales cada vez más someros, debido a que actúan como conductos para el ascenso de dicho material. Al vaciarse la cámara magmática, se hunde un bloque burdamente cilíndrico desde el techo de la cámara. El bloque hundido está limitado por fallas anulares verticales o inclinadas hacia afuera (Pitcher, 1979; Figura 3.9), las cuales comúnmente sirven como espacio para el emplazamiento de magma.

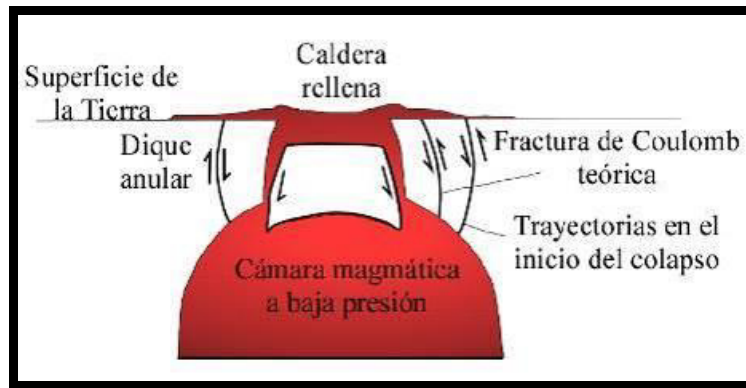


Figura 3.9.- Estructura de caldera que muestra el hundimiento del techo de la cámara magmática (*cauldron subsidence*; Pitcher, 1979).

Pitcher (1979) mencionó que el espacio creado para el emplazamiento del magma es parecido al rebaje magmático, pero a una escala mucho mayor; también, que las fallas o diques anulares son invadidos por fluidos magmáticos, y el bloque hundido presenta fuerte fracturamiento en el centro, sugiriendo un comportamiento intermedio entre rebaje magmático y subsidencia de calderas.

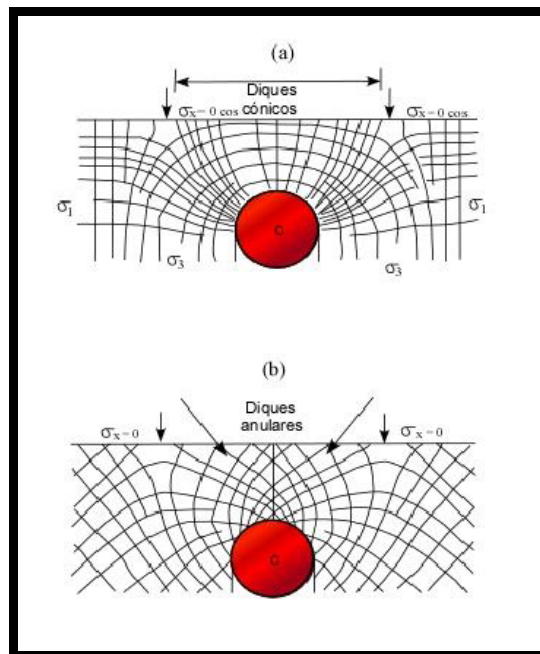


Figura 3.10.- Sección que muestra la trayectoria de los esfuerzos actuantes en el techo de una cámara magmática. (a) Durante la etapa inicial el exceso de presión expande la cámara formando fracturas cónicas que son rellenadas por magma para formar diques cónicos; (b) durante la etapa final el decremento de presión de magma ocasiona contracción en la cámara permitiendo el colapso del techo, limitado por fracturas circulares que son rellenadas por magmas para formar diques anulares (Anderson, 1936).

Los diques anulares se crean durante el hundimiento de calderas, debido al descenso de presión en la cámara magmática (Figura 3.10); estas estructuras presentan composiciones que varían de intermedias a félsicas y a diferencia de los diques cónicos, no presentan márgenes quemados y solo ocurren una vez limitando el bloque colapsado (Anderson, 1936; Figura 3.10b).

Williams (1941) dividió los mecanismos de formación de calderas en dos: tipos “Krakatoa” y “Glen Coe”. El primero consiste en una erupción explosiva de productos volcánicos tipo pómez desde la chimenea central de un volcán, lo que produce un vacío en la cámara magmática subyacente; posteriormente el techo de la cámara magmática sin soporte, colapsa, produciendo una caldera superficial, limitada por una falla anular escarpada. Por otro lado, el tipo “Glen Coe” implica el rebaje magmático sobre fracturas anulares y el contemporáneo descenso de un bloque cilíndrico adjunto.

3.4.4 Levantamiento de techo (Lacolitos)

Los lacolitos son estructuras con geometría convexa hacia la superficie del planeta, producida por inyecciones de magma que se emplazan concordantemente a la estratificación, inflando y levantando la carga litostática (Figura 3.11). El emplazamiento de estructuras lacolíticas puede resumirse en tres etapas: **(i)** Ascenso vertical de magma a través de fracturas muy inclinadas o verticales, que posteriormente dependiendo de las condiciones de la corteza empieza a propagarse en forma de *sills*, **(ii)** posteriormente, debido a la propagación de diques y *sills* en varias regiones, se forma una zona de enjambre de diques, lo cual produce un mayor ascenso de material magmático y, **(iii)** en un nivel crítico de la corteza superior, la presión del magma en ascenso excede a la presión litostática producida por el paquete rocoso suprayacente, lo cual produce inflación y levantamiento de dichas rocas, permitiendo la formación de una estructura cóncava hacia abajo, y/o plana, limitada por fallas verticales en sus extremos dando lugar a un lacolito tipo pistón.

Existen dos geometrías extremas para explicar la estructura de emplazamiento de cuerpos lacolíticos: **(a) lacolitos perforados** (tipo pistón): están controlados por fallas de

alto ángulo que limitan el techo de la estructura (Figura 3.11a); y **(b) lacolitos tipo árbol de navidad**, formados por lacolitos apilados, los cuales se encuentran comunicados por un conducto central, observándose que los lacolitos más elevados son característicamente más pequeños (Corry, 1988; Figura 3.11b).

Existen dos factores importantes que controlan el emplazamiento de cuerpos lacolíticos dentro de la corteza: **(i)** intrusión de diques en zonas de flotabilidad neutral, donde el magma pasa de moverse en forma vertical a horizontal y, **(ii)** por la intrusión de magma a través de discontinuidades estructurales o contactos litológicos horizontales (Corry, 1988).

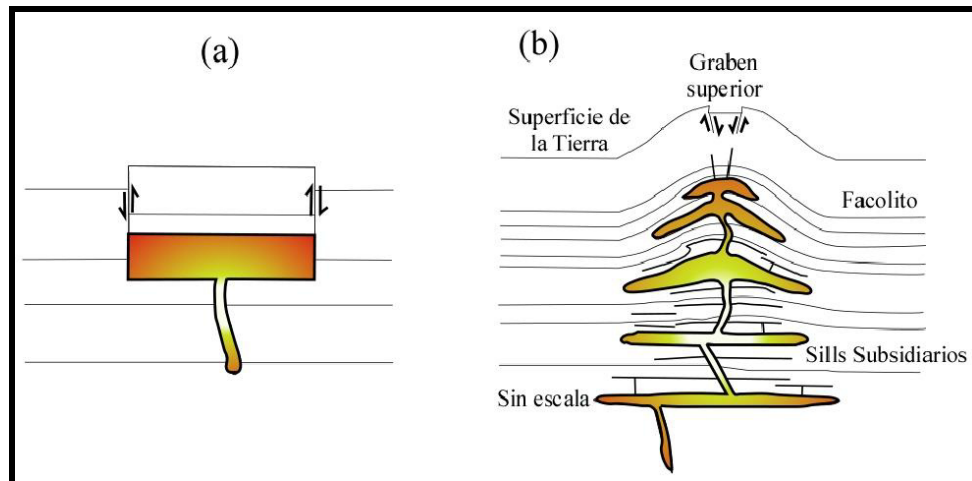


Figura 3.11.- Formas extremas de lacolitos: **(a)** Lacolito perforado (tipo pistón) limitado por fallas periféricas y, **(b)** Lacolito tipo árbol de navidad (Corry, 1988). Nótese el apilamiento de lacolitos de dimensiones menores hacia zonas más someras de la corteza.

3.4.5 Hundimientos de piso (Lopolitos)

Según Corry (1988), los lopolitos son estructuras cóncavas hacia la superficie, caracterizadas por presentar estratificación interna y techos de roca encajonante ligeramente inclinados hacia el centro del cuerpo (Figura 3.12). En general, presentan formas elípticas en planta que pueden alcanzar hasta 100 km de diámetro, y están compuestos por rocas ultramáficas y máficas derivadas del manto.

Respecto a su forma, Grout (1945) sugirió que se debe al colapso del piso del cuerpo por efectos de ajustes isostáticos durante y después del emplazamiento debido a la mayor densidad del cuerpo ígneo ya cristalizado con respecto a sus rocas encajonantes.

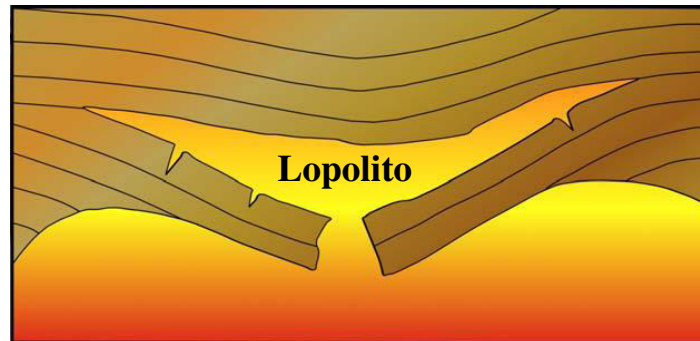


Figura 3.12.- Lopolito clásico en la cima de una cámara magmática (Corry, 1988).

3.4.6 Diapiros y plutones expandidos radialmente o inflados

Estas dos formas de emplazamiento de magmas presentan características similares, ambas pueden estar presentes en cuerpos intrusivos, que vistos en planta presentan formas casi circulares, zonación composicional y foliaciones internas concéntricas.

La deformación que se presenta en estos casos está concentrada en el margen del plutón y en la aureola de contacto, debido al desplazamiento lateral de la roca encajonante durante su emplazamiento (Pitcher, 1979; Bateman, 1985; Paterson y Fowler, 1993; Paterson y Vernon, 1995). Según la geometría que presentan y su relación con la roca encajonante, estos cuerpos pueden recibir diferentes nombres como: **diapiros en forma de hongo** (Figura 3.13a), **diapiros cortantes** (Figura 3.13b; Sylvester *et al.*, 1978), **plutones inflados** (Figura 3.13c; Sylvester *et al.*, 1978).

Algunas de las características que se observan en la roca encajonante cercana al margen de los plutones en forma de hongo o no cortantes son: *sinclinales anulares alrededor de la intrusión, foliación concéntrica fuerte y lineaciones de extensión inclinadas hacia abajo*; lo cual indica una deformación predominantemente cilíndrica, desarrollada debido al ascenso vertical del cuerpo intrusivo aunado al empuje lateral de la

roca encajonante (Ramberg, 1970; Dixon, 1975; Cruden 1988; Weinberg y Podladchikov, 1995).

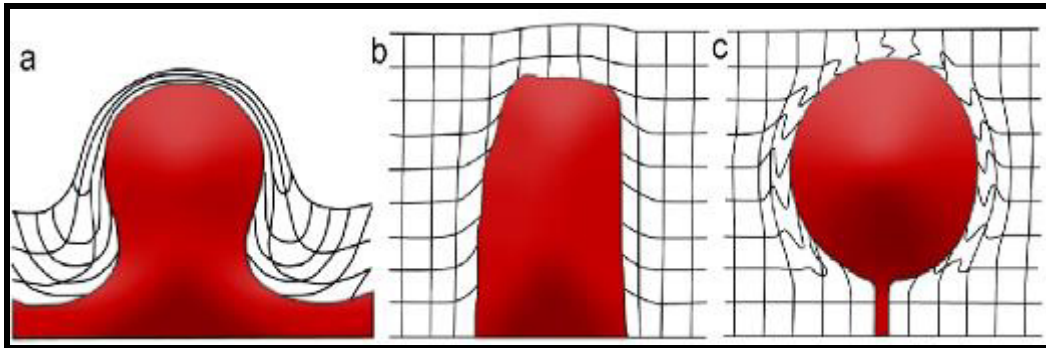


Figura 3.13.- (a) Sección de un diapiro con forma de hongo, (b) de un diapiro cortante y, (c) un plutón inflado. Los bordes de los recuadros son indicadores pasivos tanto de la deformación como del volumen necesario para el emplazamiento (Paterson *et al.*, 1991).

El modelo de ascenso y emplazamiento diapírico fue fuertemente criticado por Pitcher (1979), quien sugirió que gran parte de la deformación, tanto interna como alrededor de plutones, es generada por expansión radial, producto de intrusiones episódicas o continuas de magma dentro de la cámara magmática. La expansión controla el desarrollo de foliación en estado sólido en el borde del plutón (Pitcher, 1979, Bateman, 1985, Mahood, 1985), así como la aparición de foliación magmática hacia el centro del cuerpo (Paterson *et al.*, 1991, Paterson y Fowler, 1993).

Uno de los problemas más frecuentes a explicar durante el ascenso diapírico, es que las aureolas, tanto termales como las producidas por deformación, son demasiado pequeñas, hasta en un orden de magnitud comparadas con modelos teóricos (Cruden, 1988). La amplitud de tales aureolas depende de: (a) la forma del cuerpo, (b) la temperatura inicial de la intrusión, (c) contraste de temperatura con la roca encajonante, (d) presencia de fluidos, (e) tipo de diapiro, cortante o no cortante y, (f) de la distancia que ascendió como un cuerpo individual, ya que las dimensiones de las aureolas son inversamente proporcionales a la distancia vertical recorrida por el cuerpo en ascenso (Schmeling *et al.*, 1988; Paterson y Fowler, 1993).

3.4.7 Intrusivos misteriosos

En la naturaleza se ha observado que existen una buena cantidad de plutones con forma ligeramente elíptica o circular, los cuales presentan ciertas características como: (i) ausencia o débil presencia de zonación composicional, (ii) ausencia de foliación dentro del plutón; (iii) poca o nula ocurrencia de xenolitos; (iv) márgenes altamente discordantes que truncan todas las estructuras de la roca encajonante; (v) aureolas de contacto estrechas con microestructuras estáticas; (vi) sin evidencia de anatéxis de roca encajonante; y (vii) ausencia de relaciones temporales respecto a fallas u otras estructuras generadas por deformación regional. Muchos de estos cuerpos se encuentran intrusionando a otros plutones no deformados, presentando contactos discordantes tipo corte de cuchillo (Paterson *et al.*, 1991).

Debido a lo anteriormente expuesto, los mecanismos de ascenso y emplazamiento de intrusivos misteriosos son difíciles de interpretar. Paterson *et al.* (1991) sugieren varias explicaciones para esto: (1) el mecanismo de emplazamiento dominante fue el *stoping*, el cual elimina la evidencia de otros mecanismos que también pudieron haber operado en el ascenso y emplazamiento del magma; (2) que el emplazamiento ocurrió por levantamiento del techo a través de fallas, las cuales ya no pueden ser reconocidas; (3) ocurrencia de deformación plástica o elástica de poca magnitud, ocurrida en grandes distancias.

3.5 CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE INTRUSIVOS PRE, SIN Y POST-TECTÓNICOS

Los patrones estructurales presentes dentro y en las aureolas de contacto de cuerpos intrusivo son el resultado de la interacción entre la deformación asociada al emplazamiento y deformación regional (cuando existe). Las aureolas de contacto son la zona clave para identificar relaciones temporales entre deformación regional y emplazamiento de magmas; así como los mecanismos de emplazamiento que operaron para la generación del intrusivo (Paterson *et al.*, 1991).

Una de herramientas utilizadas para establecer relaciones temporales de emplazamiento *vs* deformación regional, es el análisis de patrones de foliación dentro y en

torno a cuerpos intrusivos (Figura 3.14); por lo que es muy importante distinguir entre foliación magmática y tectónica. (1) La **foliación magmática** está representada por la orientación preferencial de minerales euhedrales ígneos primarios (plagioclasa, hornblenda, ortoclasa, etc.) o enclaves microgranitoides alargados, que no muestran evidencias de deformación plástica y/o recrystalización (*e.g.*, Balk, 1937; Bateman *et al.*, 1983; Shelly, 1985; Vernon *et al.*, 1988). (2) En la **foliación tectónica o en estado sólido**, los intrusivos muestran evidencia clara de deformación, representada por: (i) fracturamiento o *boudinage* de minerales resistentes (feldespatos y hornblenda); (ii) presencia de foliación que pasa el contacto entre matriz-enclave microgranitoide sin experimentar desviación; (iii) existencia de vetas aplíticas con foliación paralela a la de plano axial en pliegues regionales; (iv) ocurrencia de zonas miloníticas dentro o en los bordes del intrusivo e; (v) inversión de ortoclasa a microclina.

A continuación, se presenta una descripción de las características generales que sirven como base para identificar relaciones temporales de emplazamiento y deformación regional de cuerpos intrusivos.

3.5.1 Intrusivos pre-tectónicos

El término pre-tectónico se refiere a los intrusivos que se emplazaron antes de cualquier evento de deformación regional (Paterson *et al.*, 1991; Paterson y Fowler, 1993; Figura 3.14a y b). Las principales características que llevan a definir un plutón con este adjetivo son:

- 1) Presencia de deformación frágil o dúctil, generada por deformación regional.
- 2) Zonas de cizalla dúctil a lo largo de sus márgenes.
- 3) Presencia de foliación que envuelva al plutón, pero que sea más joven que todas las estructuras producidas durante el emplazamiento; o foliación en estado sólido, formada bajo condiciones de metamorfismo regional que pase a través del contacto plutón-roca encajonante sin deflexiones.
- 4) Presentar sombras de presión en sus terminaciones, o en zonas irregulares del margen del plutón que preservan estructuras antiguas.

- 5) Presencia de porfiroblastos dentro de la aureola que sean mas antiguos que la foliación.
- 6) Presentar minerales metamórficos producto del metamorfismo regional que sean más jóvenes que las edades de minerales ígneos del plutón.

3.5.2 Intrusivos sin-tectónicos

Los plutones que llevan este adjetivo, son lo que se emplazaron durante un evento de deformación regional. A continuación, se enlistan las características principales propuestas por Fyson (1980), Brun y Pons (1981), Guineberteau *et al.*, (1987) y Paterson *et al.*, (1991), para identificar este tipo de intrusivos (Figura 3.14c y d):

- 1) Foliaciones magmáticas y tectónicas formadas a alta temperatura orientadas paralelas o sub-paralelas dentro del plutón; estas últimas suelen ser oblicuas al contacto plutón-roca encajonante y frecuentemente incrementan su intensidad en el margen del plutón.
- 2) Se observa continuidad de las lineaciones de extensión dentro y fuera del plutón.
- 3) Porfiroblastos de la roca encajonante que son sin-cinemáticas con respecto a la foliación regional.
- 4) Se observa concordancia en la forma del plutón con las estructuras regionales.
- 5) Similitud en la edad de minerales ígneos del plutón y metamórficos en la roca encajonante.

3.5.3 Intrusivos post-tectónicos

Este tipo de plutones, corresponden a los que se emplazan después del evento de deformación regional. De acuerdo con Sylvester *et al.* (1978), Bateman *et al.* (1983), Bateman (1985), Mahmood (1985) y Paterson *et al.* (1991), los plutones post-tectónicos son caracterizados por presentar (Figura 3.14e y f):

- 1) Ocurrencia de foliación en el plutón definida por enclaves aplanados y minerales orientados.
- 2) Crecimiento de minerales metamórficos de contacto con relaciones sin-cinemáticas o post-cinemáticas al emplazamiento ígneo.

- 3) Microestructuras ígneas bien preservadas.
- 4) Si el emplazamiento final ocurrió por expansión o inflamiento del intrusivo, se genera una amplia deformación aplanada interna en las rocas encajonantes y en los bordes del plutón. Este tipo de deformación decrece hacia el centro del plutón así como alejándose hacia afuera del contacto plutón-roca encajonante, aunque este tipo de deformaciones puede incrementarse también en las zonas de contactos internos del plutón.
- 5) Si existen problemas de espacio durante el emplazamiento del plutón, se desarrollarán foliaciones de flujo magmático y sub-magmático dentro del plutón y foliaciones en la roca encajonante adyacente; cualquier deformación existente ocurrirá en condiciones de alta temperatura.

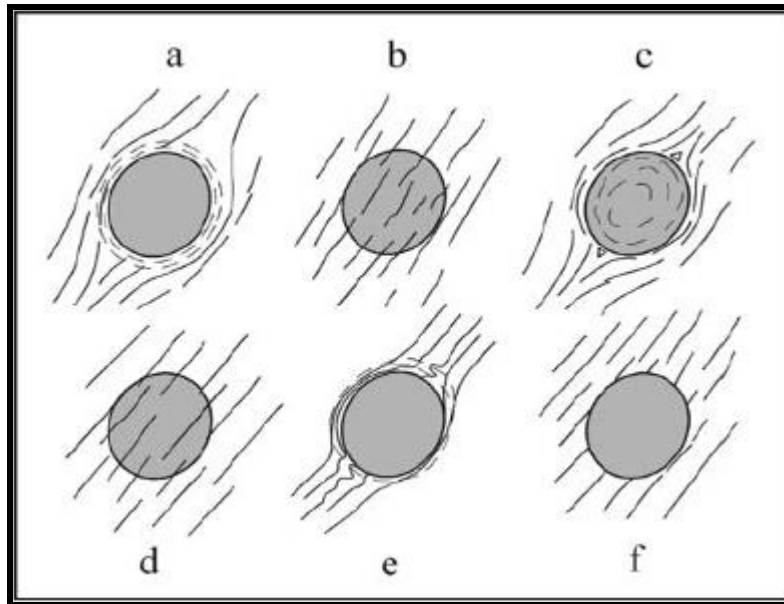


Figura 3.14.- Patrones de foliación hipotéticos esperados alrededor de plutones pre-tectónicos (**a** y **b**), sin-tectónicos (**c** y **d**) y post-tectónicos (**e** y **f**) emplazados bajo condiciones forzadas (**a**, **c** y **e**) y pasivas (**b**, **d** y **f**). Las líneas discontinuas muestran foliaciones formadas durante emplazamiento y las continuas son formadas durante deformación regional. Nótese que los patrones de foliación pueden ser esencialmente idénticos a lo largo de los lados del plutón, pero difieren cerca de sus puntas (Paterson *et al.*, 1991).

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA LOCAL

4.1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio está formada por dos complejos intrusivos: (1) **Velardeña (CIV)** y (2) **Peñón Blanco (CIPB)**. El primero corresponde a los intrusivos: Velardeña, La Esperanza, La Aplita y La Industria; mientras que el segundo está constituido por el intrusivo Peñón Blanco o Cerro Blanco, además de un conjunto de diques y *sills* que afloran en su periferia.

A continuación, se presenta una descripción detallada de las unidades litológicas que afloran en cada uno de los complejos intrusivos.

4.2 ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO INTRUSIVO VELARDEÑA

El CIV está encajonado por una secuencia sedimentaria marina calcárea-clástica, constituida por cuatro unidades del Cretácico: Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura e Indidura-Caracol, sobreyacidas discordantemente por rocas sedimentarias detríticas del Terciario inferior representada por el Conglomerado Ahuichila.

La secuencia sedimentaria marina del Cretácico-Terciario inferior fue afectada por emplazamiento de intrusivos en forma de *sills* y diques de composición intermedia-ácida, que definen a los intrusivos Velardeña, La Esperanza, La Aplita y La Industria (Figura 4.1), cuyos emplazamientos generaron metamorfismo de contacto e hidrotermalismo en las rocas encajonantes, dando lugar a la generación de *skarn* y/o mármol según fue el protolito; cabe mencionar que en la periferia, y dentro del mismo intrusivo Velardeña, los fluidos hidrotermales generaron mineralización polimetálica económicamente importante (Ag-Pb-Zn; Gilmer *et al.*, 1988; SGM, 1997); actualmente explotada por Industrias Peñoles.

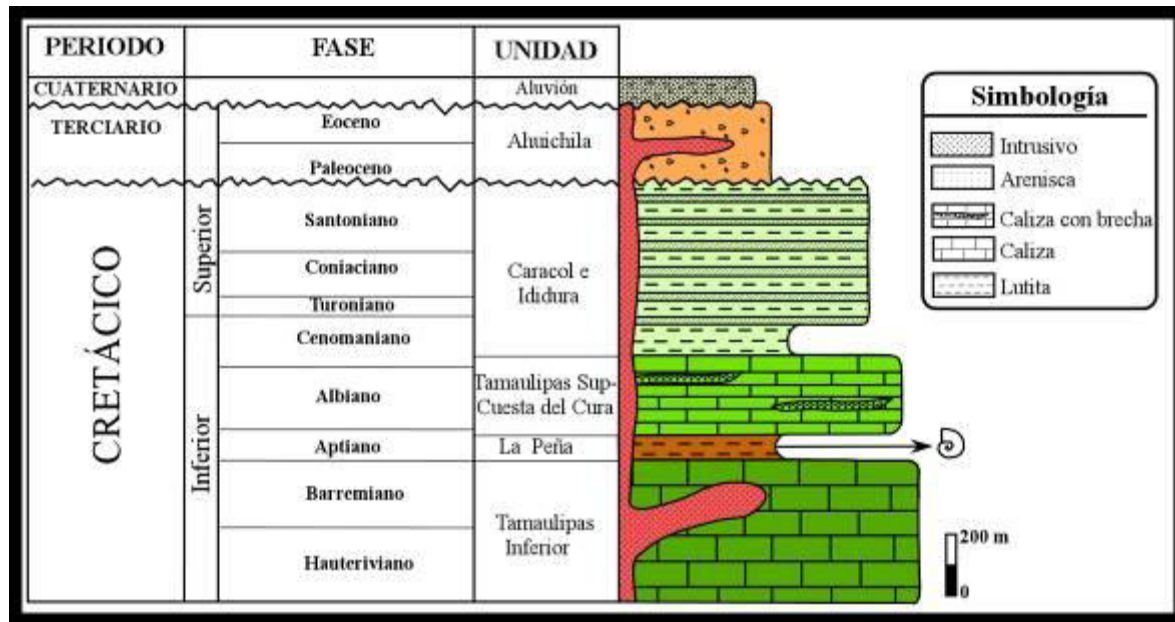


Figura 4.1.- Columna estratigráfica del área de estudio, la cual contiene al Complejo Intrusivo de Velardeña.

4.2.1 Formación Tamaulipas Inferior (Hauteriviano - Aptiano Inferior)

Muir (1936) definió como Formación Tamaulipas Inferior a una secuencia de estratos medianos de caliza criptocristalina de color gris con nódulos de pedernal, los cuales sobreyacen al Jurásico Superior y están por debajo del horizonte Otates en la Sierra de Tamaulipas, en la localidad del Cañón “La Borrega”, al SE de Ciudad Victoria. Esta unidad es correlacionable con la Formación Cupido, la cual representa las facies de plataforma en el NE de México; con la Formación Sligo del norte del Golfo de México, y con la Formación La Virgen de la cuenca de Sabinas.

La Formación Tamaulipas Inferior es la unidad más antigua cartografiada en el área de estudio, le sobreyace de manera concordante la Formación La Peña. Esta unidad aflora ampliamente en la parte central de la Sierra de Santa María, donde está metamorfozada a mármol, y en el bloque de techo de una falla normal en la porción SE del área de estudio. En general, esta formación está representada por una secuencia de caliza arcillosa de estratificación media (15 a 40 cm) con estilolitas diagenéticas, intercalada con lutita de estratificación delgada-laminar (3-5 cm), que en algunas zonas presenta esporádicas capas

de 20 a 30 cm de espesor constituidas por ceniza volcánica de color blanco y verdoso (Figura 4.2).

El espesor de la Formación Tamaulipas Inferior no pudo ser medido, ya que el contacto con la unidad que le subyace no aflora; pero con base en las secciones geológicas realizadas en la zona, se interpreta que debe ser mayor a los 450 m.



Figura 4.2.- Afloramiento donde se presenta la litología que comprende a la Formación Tamaulipas Inferior en el área de estudio (Localidad: La Esperanza, Complejo Intrusivo de Velardeña).

4.2.2 Formación La Peña (Aptiano inferior-superior)

La Formación La Peña fue descrita originalmente por Imlay (1936) en el flanco occidental de la sierra de Parras, Coahuila. Este autor diferenció un miembro calcáreo inferior y un miembro calcáreo-lutítico superior. Posteriormente, Humphrey (1949) la redefinió en la Sierra de Los Muertos, en Monterrey, Nuevo León. De acuerdo a su descripción, Humphrey (1949) consideró como Formación La Peña al miembro superior calcáreo-lutítico de la subdivisión de Imlay (1936). Esta formación es correlacionable con la Formación Las Uvas en Acatita, Coah., el Grupo Pearsall de la zona norte del Golfo de México, y con la Formación Otates de la cuenca Tampico-Misantla.

La Formación La Peña presenta tres tipos principales de ammonitas (Moreno-Bedmar *et al.*, 2013). Hacia la base de la unidad, que corresponde a la parte alta del Aptiano inferior, abunda el género *Dufrenoyia*, caracterizado por presentar concha de enrollamiento evolutivo; es decir, las vueltas externas cubren parcialmente a las vueltas internas, región ventral aplanada, igual número de costillas primarias y secundarias, las cuales a su vez son espatales (Figura 4.3a). Género *Gargasicerias*, éste corresponde al Aptiano inferior terminal, localizado en la parte media de la formación, presenta enrollamiento muy evolutivo, región ventral redondeada y mayor número de costillas secundarias que primarias (Figura 4.3b). Además de identificarse el género *Caseyella* del Aptiano superior basal, éste fósil presenta enrollamiento involuto, costillas anchas, especialmente las primarias, y región ventral redondeada (Figura 4.3c).

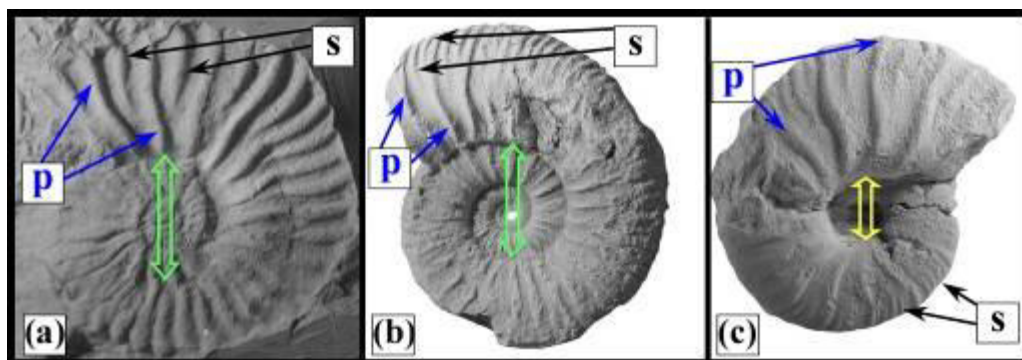


Figura 4.3.- Géneros de ammonitas presentes en la Formación La Peña: (a) Género *Dufrenoyia*, (b) *Gargasicerias* y (c) *Caseyella*. P= costillas primarias, S= costillas secundarias. La flecha verde indica enrollamiento evolutivo y la amarilla enrollamiento involuto (Moreno-Bedmar *et al.*, 2013).

En el área de estudio, la Formación La Peña sobreyace de manera concordante a la Formación Tamaulipas Inferior. En la zona NW y SW está constituida por dos bancos de margas intercaladas con lutita de estratificación delgada, con un paquete intermedio de margas de estratificación delgada-mediana entre ellos (Figura 4.4a). El banco arcilloso inferior presenta fósiles de ammonitas del género *Dufrenoyia* (Figura 4.4b). En la parte superior de esta unidad, también fue posible identificar icnofósiles. La composición litológica de la Formación La Peña condiciona la generación de puertos de erosión en la zona, así como zonas con actividad hidrotermal.

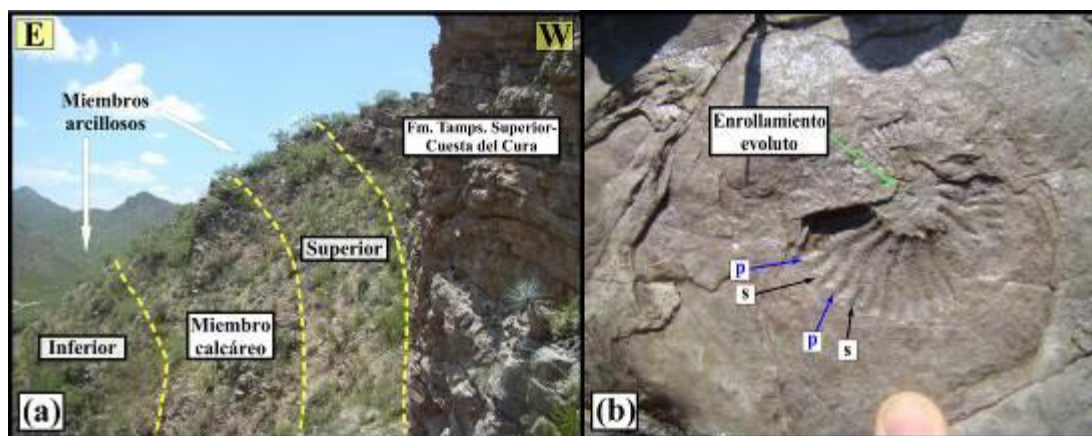


Figura 4.4.- (a) Miembros litológicos que constituyen a la Formación La Peña y, **(b)** acercamiento de impresión de una ammonita del género *Dufrenoyia* presente en la parte basal de la formación (Localidad: La Esperanza, Complejo Intrusivo de Velardeña).

4.2.3 Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano Inferior)

La Formación Cuesta del Cura fue definida por Imlay (1936) en la Cuesta del Cura, al oeste de Parras, Coahuila, donde consiste en capas delgadas de caliza ondulosa, incluye lutita gris y numerosos lentes de pedernal, algunas capas de caliza son finamente laminadas con bandas grises y negras intercaladas. Esta formación es correlacionable con la Tamaulipas Superior y el Grupo Washita del NE de México, así como con las formaciones Georgetown, Del Río y Buda del sur de Texas y con la Formación El Abra de la Cuenca Tampico-Misantla.

En la zona del CIV, la Formación Cuesta del Cura fue agrupada junto con la Formación Tamaulipas Superior, ya que presentan características litológicas similares. Esta unidad sobreyace concordantemente y transicionalmente a la Formación La Peña.

La Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, aflora ampliamente en el área de estudio, está constituida por marga de estratificación mediana (15-40 cm) intercalada con lutita laminar, así como bandas y nódulos de pedernal negro. La característica particular de esta unidad, es la generación de plegamiento importante debido al contraste mecánico que existe entre sus capas. Otra característica singular de la formación, es la

presencia de bancos interestratificados de brecha sedimentaria calcárea, los cuales presentan hasta tres metros de espesor (Figura 4.5a). Los clastos que componen a la brecha son esencialmente fragmentos tabulares y subesferoidales de la Formación Cuesta del Cura, lo cual es evidencia de canibalismo o reciclado dentro de esta unidad (Figura 4.5b). El análisis microscópico de una muestra tomada de la brecha revela un textura fragmental con dolomitización semipervasiva, distinguiéndose dos tipos de intraclastos: (1) fragmentos tipo *grainstone*, formados por cristales de calcita y escasos restos de fósiles de foraminíferos; y (2) fragmentos biomicríticos, los cuales presentan algunos restos de conchas de foraminíferos (Figura 4.5 c). En la zona del Complejo Intrusivo de Velardeña, la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura presenta entre 250-290 m de espesor.

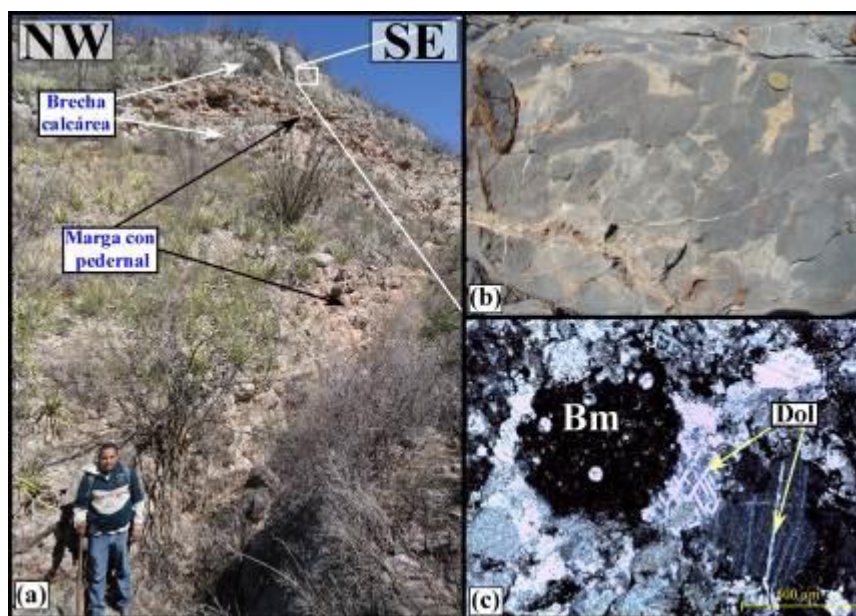


Figura 4.5.- (a) Afloramiento de marga con bandas de pedernal y bancos de brecha calcárea de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura en la zona NW del CIV. (b) Acercamiento donde se muestra la textura fragmental de la brecha calcárea y, (c) Fotomicrografía donde se muestran los componentes de la brecha calcárea (Bm: biomicrita; Dol: dolomita).

4.2.4 Formaciones Indidura y Caracol (Cenomaniano superior-Turoniano y Coniaciano-Santoniano)

Kelly (1936) definió como Formación Indidura a una secuencia de lutita y caliza arcillosa, de estratificación delgada y laminar, con espesor de 30 m, que toma su nombre

de las rocas que aforan en el cerro Indidura, en Las Delicias, Coahuila. Las formaciones Tamabra y Tamasopo de la Cuenca Tampico-Misantla, Agua Nueva, Eagle Ford y Austin Chalk del NE de México, son correlacionables con la Formación Indidura. Por otro lado, Imlay (1937) definió como Formación Caracol a lutita, toba desvitrificada y arenisca que sobreyacen a la Formación Indidura en la parte media de la Sierra de Parras, Coahuila. Este autor estableció como localidad tipo al arroyo “Caracol”, localizado al este de la Sierra de San Ángel, en Coahuila. Esta unidad es correlacionable con las formaciones: San Felipe, Grupo Austin y Parras, del NE de México; así como con la Formación Ojinaga en Chihuahua.

Debido a los escasos afloramientos de la Formación Indidura, así como el poco espesor que tienen los mismos, en este trabajo se agrupó junto con la Formación Caracol.

En el área de Complejo Intrusivo de Velardeña, la Formación Indidura-Caracol sobreyace de manera concordante y abrupta a la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, donde está constituida por caliza arcillosa microcristalina de estratificación delgada, interestratificada con lutita laminar (Figura 4.6a). Por otro lado, la Formación Caracol está constituida por una secuencia de arenisca feldespática de grano fino que intemperiza a color ocre, en estratos de 15 a 20 cm, intercalada con lutita y limolita en estratos de 30 a 40 cm que intemperizan a color gris claro; hacia la cima, se presenta un aumento importante en la cantidad de lutita vs. la arenisca (Figura 4.6b). El análisis petrográfico de una muestra de arenisca reveló un mal sorteo y poco transporte para esta roca, lo cual está representado por la angulosidad y la variedad de tamaño de los fragmentos minerales contenidos en la misma. Los cristaloclastos varían entre feldespato, cuarzo y micas, los cuales están soportados en una matriz arcillosa-calcárea (Figura 4.6c).

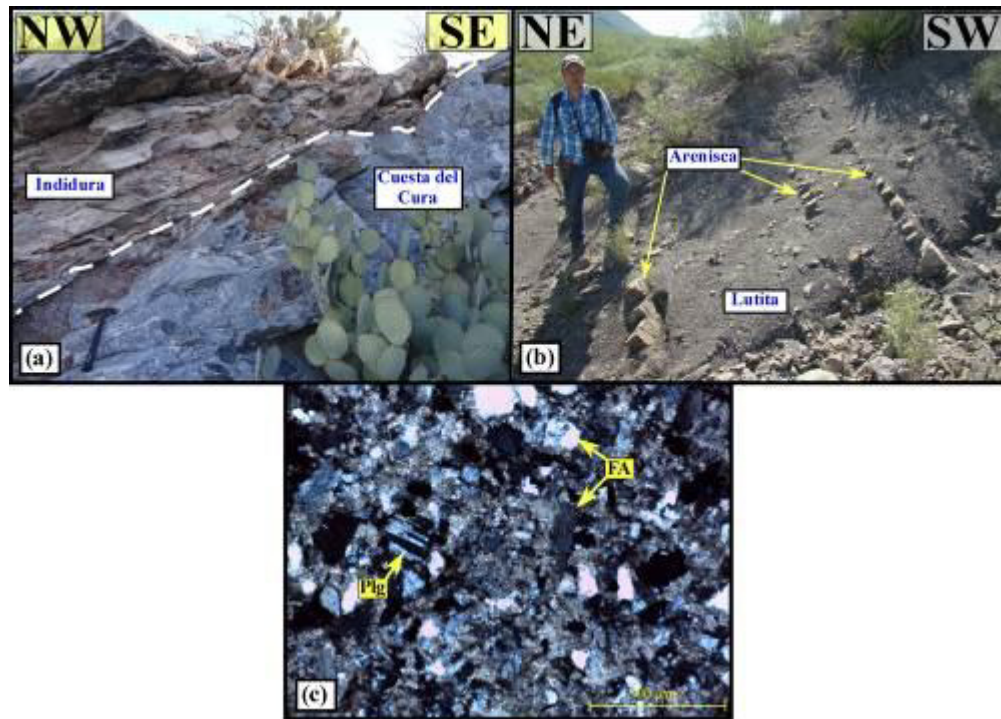


Figura 4.6.- (a) Marga y lutita de la Formación Indidura, descansando concordantemente sobre brecha calcárea de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura. (b) Afloramiento de lutita y arenisca en la cima de la Formación Caracol y (c) fotomicrografía donde se muestran los cristaloclastos que conforman a la arenisca (Localidad: La Industria, área sur del Complejo Intrusivo Velardeña).

4.2.5 Formación Ahuichila (Paleoceno-Eoceno)

Rogers *et al.* (1961) propuso el nombre de Formación Ahuichila a las capas de conglomerado, arenisca, lutita, caliza lacustre y toba que afloran cerca de Ahuichila, Coahuila. Pantoja-Aljor (1962) la describió como un conglomerado compuesto por fragmentos angulosos y subredondeados de caliza, el cual aflora a 3 km al sur de Cinco de Mayo, Durango; en cuyas capas se observa un grado moderado de deformación, lo cual contrasta con la ligera deformación experimentada por las unidades más jóvenes del Terciario. Esta unidad es correlacionable con el conglomerado rojo de Guanajuato y Zacatecas, así como con la Formación El Morro de Querétaro e Hidalgo (Simons y Mapes 1957)

La Formación Ahuichila aflora en la porción SW del CIV, donde está representada por un conglomerado mal sorteado con fragmentos de caliza y pedernal (Figura 4.7a y b).

La granulometría de esta unidad varía desde guijarros de 2 a 10 cm, hasta bloques >20 cm embebidos en una matriz limo-arenosa. Intercalados dentro de la Formación Ahuichila, aparecen cuerpos lenticulares esporádicos de material epiclástico, al parecer rellenando paleocanales, estos cuerpos son de coloración clara y presentan cristalcloastos de cuarzo subredondeados y fragmentos líticos también subredondeados, soportados en una matriz de ceniza volcánica (Figura 4.7c). En la zona, esta unidad forma cerros de poca elevación, localizados a la entrada de “La Industria”, donde es cortada por un cuerpo intrusivo de composición riolítica.

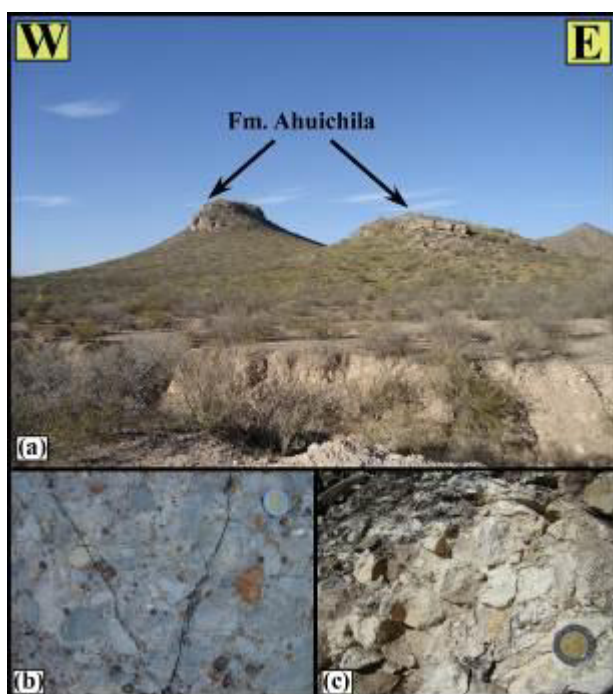


Figura 4.7.- (a) Afloramiento del conglomerado de la Formación Ahuichila; (b) acercamiento donde se observan los fragmentos calcáreos y de pedernal, (c) material epiclástico dentro de la Formación Ahuichila (Localidad: La Industria, área sur del Complejo Intrusivo Velardeña).

4.2.6 Rocas volcánicas y volcanoclásticas

En las cercanías al poblado Pedriceña, fuera del área de estudio, aflora una secuencia de ~20 m de espesor de rocas volcánicas y volcanoclásticas. El afloramiento consiste en un talud de arroyo, donde existe una secuencia de 15 m de toba andesítica, con fragmentos de andesita cementados por ceniza volcánica de color verde claro (Figura 4.8a). Esta unidad es cortada por vetillas de selenita y en algunos puntos se observan también

algunas zonas de oxidación (Figura 4.8b). La toba es cortada por diques y *sills* de composición andesítica, los cuales al parecer alimentaron a una secuencia superior de andesita con textura “*fluidal*”, que aflora en la cima del perfil (Figura 4.8c). El análisis petrográfico de una muestra colectada de la andesita revela la presencia de fenocristales de: plagioclasa (0.5 a 1.5 mm) con macla polisintética y de Carlsbad; anfíbol (0.1 a 1mm) con colores de interferencia de amarillo a verde, pleocroísmo de amarillo claro a café y extinción oblicua; y ortopiroxeno (0.2 a 1.4 mm) en forma granular y/o prismática, relieve alto y doble clivaje (~ortogonal). Los fenocristales se encuentran inmersos en una mesostasis microlítica de plagioclasa con arreglo preferencial que sugieren flujo (Figura 4.8 d).

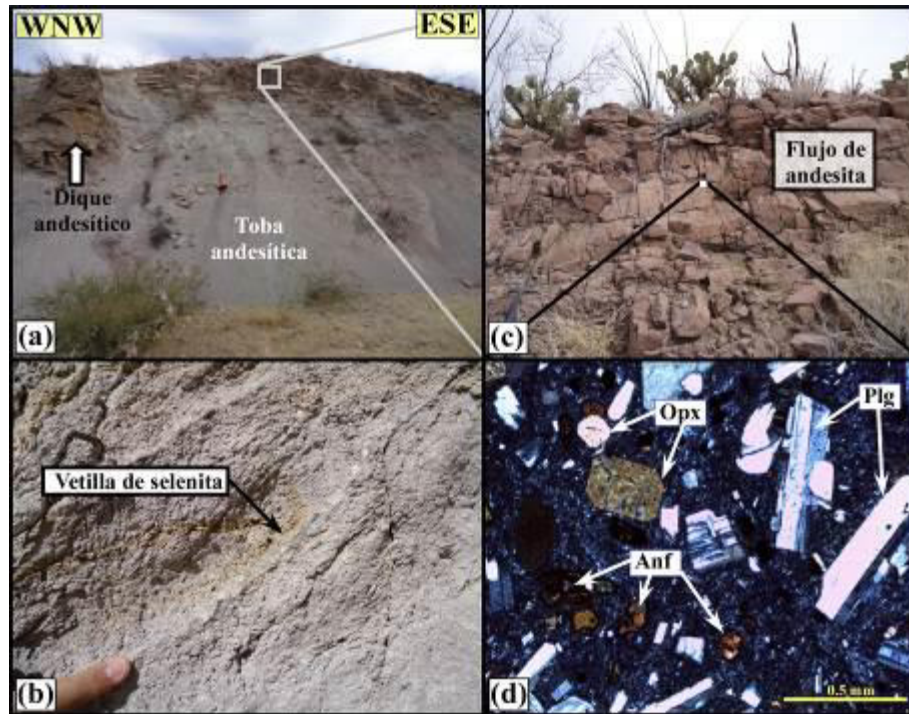


Figura 4.8.- (a) Afloramiento de toba andesítica sobreyacida por andesita con textura fluidal; (b) vetilleo de selenita y marcas de oxidación afectando a la toba andesítica; (c) acercamiento de andesita con estructura de flujo; (d) fotomicrografía donde se muestra el arreglo mineral de la andesita.

4.2.7 Rocas intrusivas

Durante la cartografía geológica realizada en el área de estudio, dentro del Complejo Intrusivo de Velardeña, se identificaron cuatro cuerpos intrusivos principales en

forma de diques y *sills* (rocas sub-volcánicas). Se llevó a cabo el muestreo de tales unidades ígneas, de las cuales se elaboraron láminas delgadas con las que fue posible realizar un análisis petrográfico.

A continuación, se presenta la descripción a escala afloramiento y microscópica de cada una de las rocas intrusivas que afloran en la zona, se incluyen descripciones texturales, microestructurales y características ópticas principales de los cristales que conforman el arreglo mineralógico de cada una de ellas.

4.2.7.1 Intrusivo “La Esperanza”

El intrusivo “La Esperanza” está localizado en la porción occidental del área de estudio, aflora como un gran dique cuarzomonzodiorítico (nomenclatura de LeMaitre *et al.*, 2002) con rumbo N-S, tiene ~2 km de longitud y 400 m de espesor. Este intrusivo está encajonado por rocas sedimentarias marinas de la Formación Tamaulipas Inferior (Figura 4.9a; ANEXO I). En muestra de mano, esta roca presenta color gris claro y textura porfídica; también fue posible identificar fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y cuarzo en sección delgada.

El análisis petrográfico de este pórfido cuarzomonzodiorítico (muestra CIV-1) reveló una textura porfídica, presencia de fenocristales de: (1) plagioclasa (46%) de 0.8 a 3.2 mm de longitud, algunos cristales con zonación, hábito tabular, forma subhedral, macla polisintética y de Carlsbad; (2) clinopiroxeno (13%) de 0.3 a 0.6 mm, hábito granular, relieve alto y colores de interferencia rosa y celeste; (3) biotita (10%) de 0.8 a 1mm, hábito tabular, arce moteado, color de interferencia café claro, extinción recta y pleocroísmo de café claro a café oscuro; (4) cuarzo (10%) de 0.2 a 0.7 mm, con hábito granular, extinción ondulante y en ocasiones recta; (5) feldespato alcalino (9%) de 0.4 a 0.9 mm, hábito tabular y macla de Carlsbad; (6) hornblenda (7%) de 0.7 a 1.25 mm, hábito hexagonal en corte basal exhibiendo doble clivaje a 56 y 124 grados, color de interferencia café claro, pleocroísmo de amarillo a verde; como minerales accesorios, aparecen minerales opacos (4%) y titanita (1%). La mesostasis de esta roca está constituida por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos.

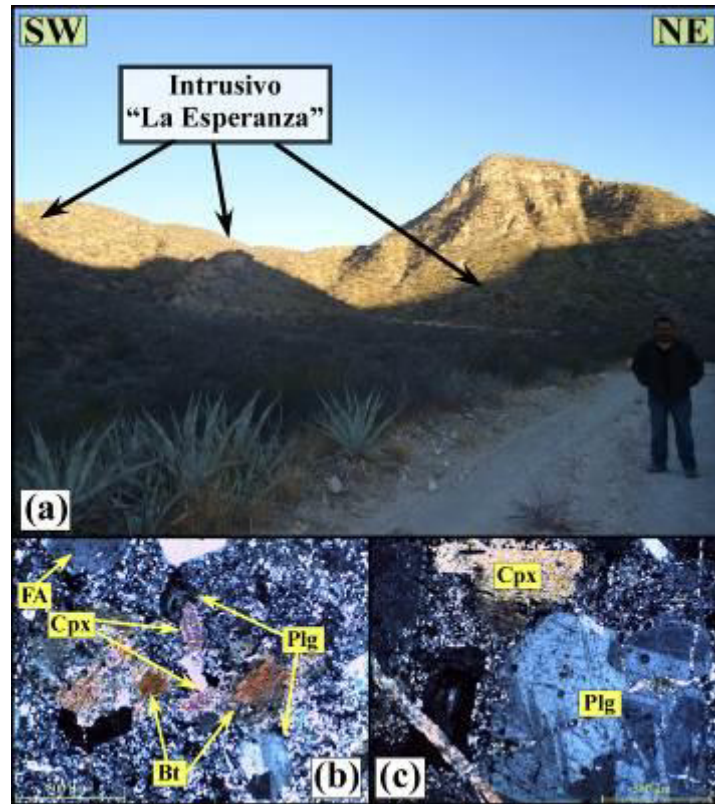


Figura 4.9.- (a) Afloramiento del intrusivo “La Esperanza” en contacto con caliza de la Formación Tamaulipas Inferior. (b y c) Fotomicrografías del arreglo mineral que conforma a la cuarzomonzodiorita.

4.2.7.2 Intrusivo “Velardeña”

Este intrusivo aflora en la porción NE de la Sierra de Santa María, en forma de dique con dirección NW-SE, tiene ~2.5 km de longitud y de 400-550 m de espesor (Figura 4.10a). En muestra de mano la roca presenta textura porfídica, aunque en gran parte de los afloramientos exhibe también textura “brechoide” (Figura 4.10b). En general, esta roca es de coloración gris claro con fenocristales de plagioclasa y cuarzo distinguibles a simple vista, inmersos en una mesostasis de color gris. Las rocas que encajonan a este cuerpo intrusivo corresponden a caliza con bandas y nódulos de pedernal de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura.

A escala microscópica, la roca exhibe textura porfídica (muestra CIV-2; Figura 4.10c, d), con fenocristales de: (1) plagioclasa (40%) de 0.5 a 2.3 mm, macla polisintética y de Carlsbad, fracturada y alterada a sericita; (2) cuarzo (25%) de 0.2 a 0.7 mm, hábito granular y extinción ondulosa; (3) feldespato alcalino (20%) de 0.3 a 0.8 mm, hábito

tabular y macla de Carlsbad. El resto del arreglo mineral lo constituyen: biotita (6%) de hábito tabular y color de interferencia café claro; titanita euhedral (4%) con tamaños de 0.2 a 0.5 mm; clinopiroxeno (3%) de hábito granular y relieve alto, así como minerales opacos (2%). La mesostasis de esta roca está compuesta principalmente por microcristales de feldespato y cuarzo. Con base en el conteo modal de 330 puntos, se clasificó a esta roca como un pórfido granodiorítico.

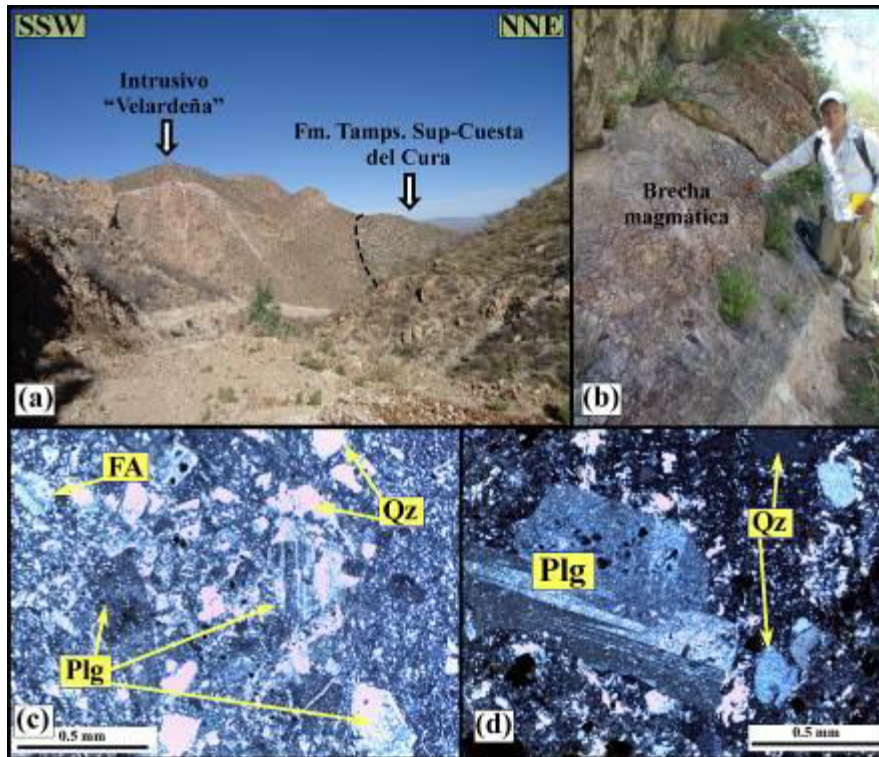


Figura 4.10.- (a) Imagen panorámica donde se observa al intrusivo Velardeña; (b) afloramiento donde se presenta textura brechoide en el intrusivo. (c) Fotomicrografía donde se muestran los minerales principales que conforman al pórfido granodiorítico con notoria alteración sericítica en las plagioclasas.

4.2.7.3 Intrusivo “La Aplita”

Este cuerpo intrusivo aflora en la parte noreste del área, de acuerdo con la distribución de sus afloramientos presenta ~2 km de longitud y entre 100-200 m de espesor; en muestra de mano presenta textura microcristalina, coloración amarillenta por hidrotermalismo, así como estructuras de flujo magmático (Figura 4.11a y b). Esta unidad ígnea se encuentra afectada por fallamiento importante, generándose zonas de brecha

tectónica de hasta 0.6 m de espesor en su interior. El intrusivo “La Aplita” aflora en forma de dique, en su extremo norte corta a una arenisca que se intercala con lutita, probablemente de la Formación Caracol, la cual a su vez está cubierta por un derrame andesítico; en su extremo sur, “La Aplita” corta a la caliza de la Formación Cuesta del Cura.

En lámina delgada, el cuerpo intrusivo “La Aplita” presenta microcristales de cuarzo elongados, de 0.1 a 0.8 mm de diámetro, con relieve bajo y extinción ondulosa, los cuales presentan una foliación preferencial, constriñendo un flujo magmático. También, bajo el microscopio, se observa la presencia de xenolitos de la lutita recrystalizados, alrededor de los cuales se observa el acomodo preferencial de microcristales de cuarzo (Figura 4.11c).

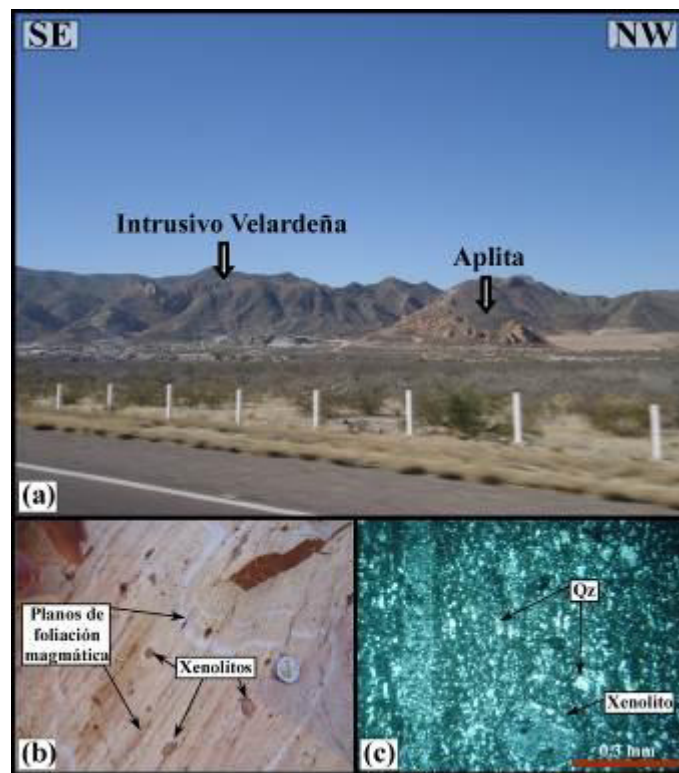


Figura 4.11.- (a) Imagen panorámica donde se observa al intrusivo “La Aplita” en la zona noreste del área de estudio y su relación espacial respecto al intrusivo “Velardeña”; (b) acercamiento donde se observa a “La Aplita” con presencia de foliación magmática, y siendo afectada por hidrotermalismo, (c) fotomicrografía donde se muestra cuarzo elongado paralelo a la foliación.

4.2.7.4 Intrusivo “La Industria”

El intrusivo “La Industria” aflora en la porción suroccidental del área de estudio, corresponde a un *sill* félsico con alteración hidrotermal pervasiva, el cual presenta un rumbo NW-SE y ~ 250 m de longitud, emplazado en la Formación Ahuichila (Figura 4.12a). Esta roca tiene coloración rojiza; en muestra de mano es posible apreciar fenocristales de cuarzo que fueron resistentes al episodio hidrotermal, que el resto del arreglo mineral.

El análisis petrográfico de una muestra colectada en este intrusivo revela una textura microporfídica (Figura 4.12 b y c), conformada por fenocristales de: (1) cuarzo de 0.5 a 2.3 mm, hábito granular, con bordes corroídos y engolfados, el cual se presenta elongado indicando flujo magmático; (2) feldespato potásico de 0.1 a 0.7 mm, alterado a sericita; (3) muscovita de 0.1 a 0.5 mm, hábito tabular, extinción recta, colores de interferencia altos (amarillo, rosa, verde); esta última como mineral secundario.

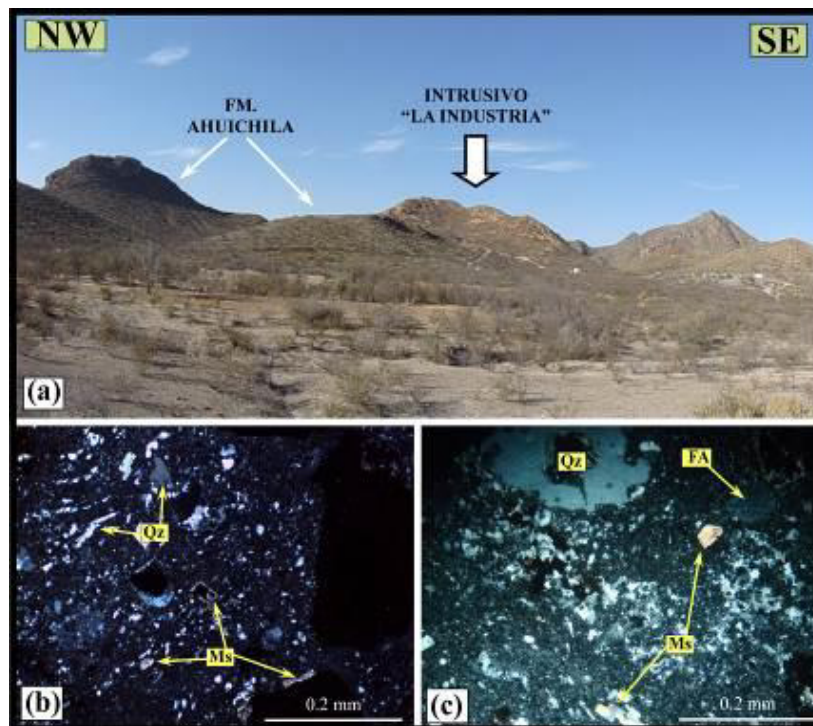


Figura 4.12.- (a) Imagen panorámica del intrusivo “La Industria” encajonado por la Formación Ahuichila. (b y c) Fotomicrografías donde se muestra la mineralogía que constituye al intrusivo “La Industria”.

4.3 ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO INTRUSIVO PEÑÓN BLANCO

En la zona del Complejo Intrusivo de Peñón Blanco (CIPB), la estratigrafía está conformada por una secuencia sedimentaria marina que comprende a tres unidades cretácicas (formaciones Cuesta del Cura, Indidura y Caracol), sobre las que descansan de manera discordante un conjunto de rocas sedimentarias continentales y volcanosedimentarias del Terciario, correspondientes a la Formación Ahuichila. Cortando a las rocas sedimentarias cretácicas aparece un cuerpo intrusivo de composición granítica denominado intrusivo Peñón Blanco, así como un conjunto de diques y *sills* asociados a esta roca ígnea.

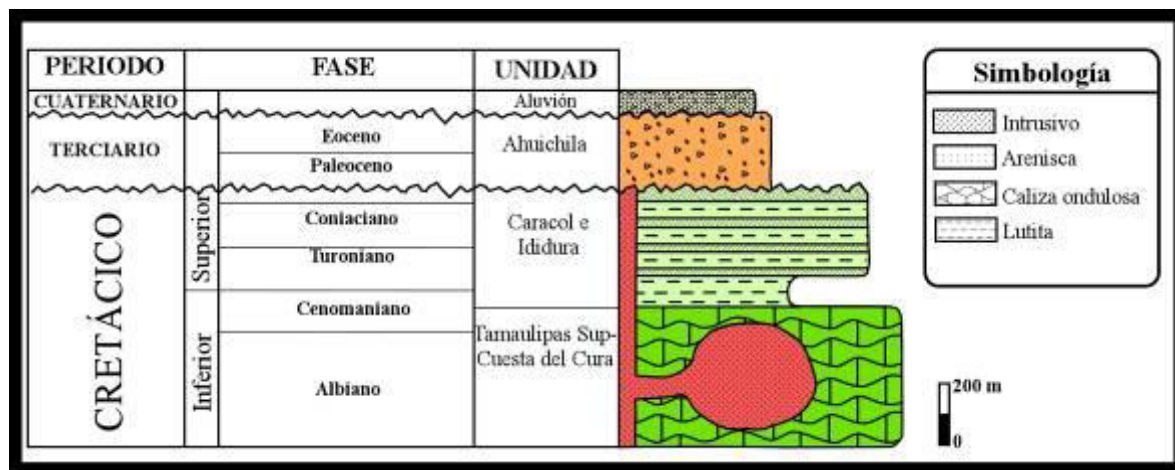


Figura 4.13.- Columna estratigráfica esquemática de la zona del Complejo Intrusivo de Peñón Blanco.

A continuación, se describe de manera detallada cada una de las unidades estratigráficas que afloran en la zona del CIPB.

4.3.1 Formación Cuesta del Cura

La Formación Cuesta del Cura aflora ampliamente en la zona del CIPB, constituyendo el núcleo de un anticlinal regional denominado en este trabajo como “El Yerbanís”, está representada por caliza arcillosa color gris oscuro-azuloso de 15 a 20 cm de espesor, intercalada con horizontes de lutita laminar, la estratificación ondulante es característica de estas rocas, así como la presencia de bandas y nódulos de pedernal negro (Figura 4.14). En la zona se observaron las características particulares de esta unidad: estratificación ondulante y plegamiento disarmónico importante, lo que facilitó su

identificación. En las cercanías al contacto con los intrusivos, esta unidad presenta metamorfismo pervasivo, transformando las rocas a corneana y/o mármol.

Debido a que la unidad que le subyace no aflora, el espesor de esta unidad no pudo ser determinado con precisión, pero con base en las secciones geológicas generadas en este trabajo, se interpreta que debe ser mayor a los 450 m.



Figura 4.14.- Afloramiento de caliza arcillosa ondulante con bandas y nódulos de pedernal negro perteneciente a la Formación Cuesta del Cura en la zona SW del CIPB.

4.3.2 Formación Indidura

La Formación Indidura aflora en la parte occidental del área de estudio, está compuesta por marga color gris claro de estratificación delgada y laminar, intercalada con lutita y limolita color gris (Figura 4.15). Hacia la cima presenta intercalaciones de arenisca, lo que marca un contacto transicional con la Formación Caracol que le sobreyace concordante y transicionalmente en el área de estudio. En la porción noroeste del área, no se pudo diferenciar a la Formación Indidura de la Caracol, ya que desde el contacto con la Formación Cuesta del Cura, la Formación Indidura presenta bancos de arenisca que, hacia la cima, se intensifican hasta convertirse en una sucesión rítmica arenisca-lutita.

El espesor total de esta unidad es incierto, ya que donde pudo ser separada de la unidad que le subyace (zona SW del CIPB), el contacto con la unidad que le sobreyace (Cuesta del Cura) es por falla; aun así, según el afloramiento en esta zona, se estima que el espesor debe ser mayor a 100 m.



Figura 4.15.- Afloramiento de rocas arcillosas perteneciente a la Formación Indidura en la parte SW del área de CIPB.

4.3.3 Formación Caracol

Esta unidad aflora ampliamente en la porción norte del área de estudio, está constituida por una secuencia rítmica de arenisca y lutita (Figura 4.16a). La arenisca presenta color amarillo con estratos de 8 a 15 cm de espesor, mientras que la lutita es de color gris claro y espesores de 5 a 10 cm., en esta unidad fue posible identificar rizaduras de corriente (*ripple marks*) y estratificación cruzada, lo que indica un ambiente de depósito de alta energía (Figura 4.16 b). En la zona noroeste del área de estudio, en las cercanías al intrusivo Peñón Blanco, la arenisca presenta diseminación importante de sulfuros de fierro precipitados en los huecos de la roca, y a través de planos de fractura.

En toda el área del CIPB, la Formación Caracol está cubierta discordantemente por conglomerado de la Formación Ahuichila. Según las observaciones de campo se interpreta que el espesor de esta formación debe ser mayor a los 300 m.

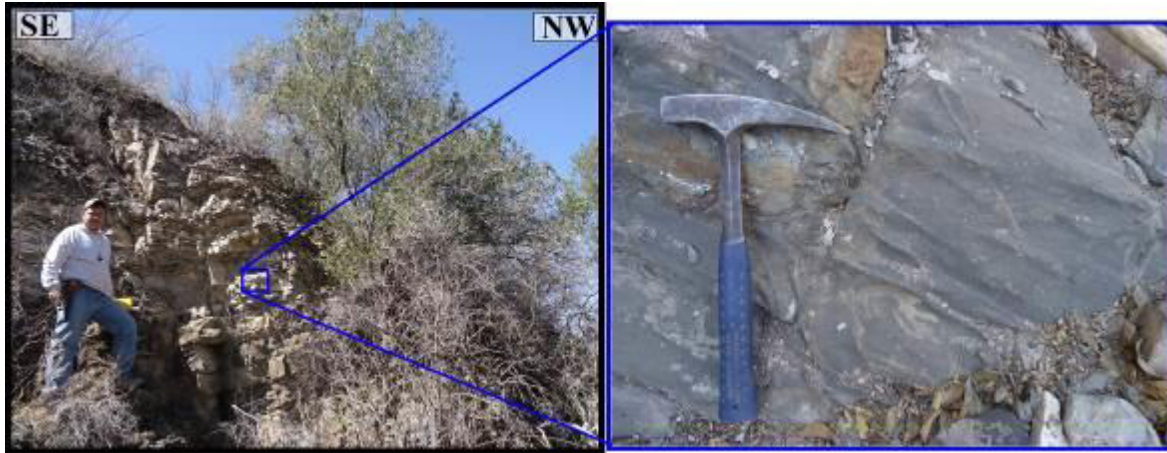


Figura 4.16.- (a) Afloramiento de arenisca intercalada con lutita de la Formación Caracol en la zona NW del área de estudio; (b) acercamiento donde se observa la presencia de rizaduras en la arenisca.

4.3.4 Formación Ahuichila

La Formación Ahuichila descansa discordantemente sobre las formaciones Caracol e Indidura, se encuentra ampliamente distribuida a lo largo del área de estudio y consiste en un conglomerado mal sorteado con fragmentos de caliza, arenisca, lutita y roca intrusiva félsica, soportados por una matriz limo-arenosa de color café-rojizo (Figura 4.17a y b); hacia la cima de esta unidad se presenta arenisca laminar de grano medio-grueso con rizaduras, color gris, intercalada con horizontes de toba color rosáceo de 10 a 20 cm de espesor (Figura 4.17b).

En la zona NW del CIPB, la base de la Formación Ahuichila consiste de brecha y conglomerado constituido por fragmentos de caliza y arenisca, soportados por una matriz calcáreo-arenosa color gris; una característica importante en esta roca, cuyos afloramientos son escasos, es que no presenta fragmentos de intrusivo (Figura 4.17d). La Formación Ahuichila presenta espesor variable en el área de estudio y cambia de 100 hasta 250 m.

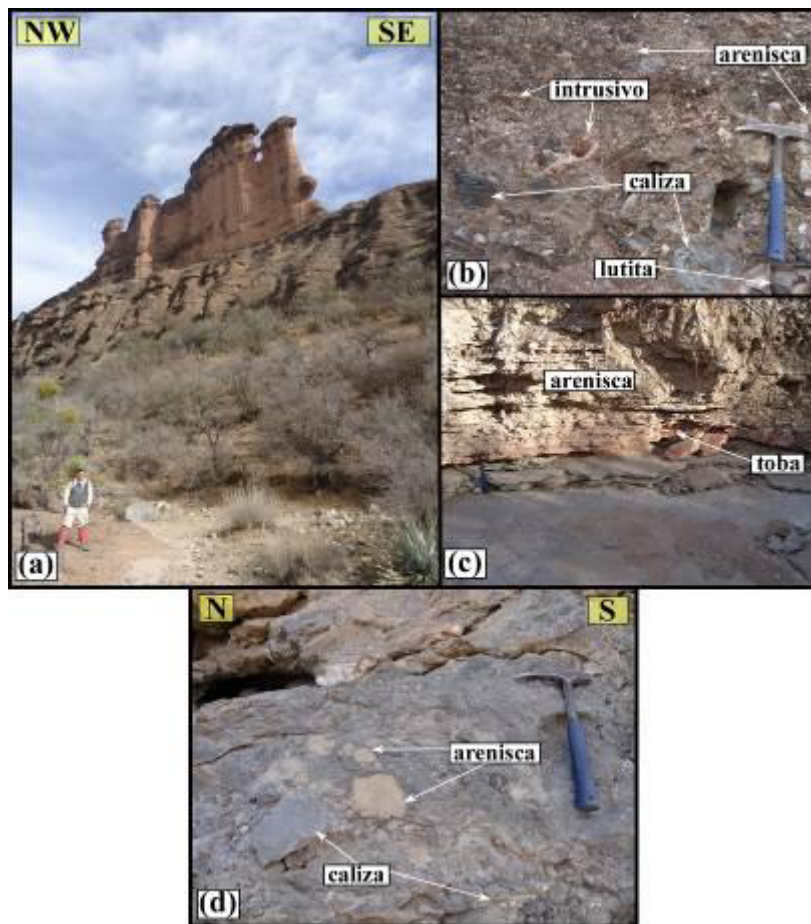


Figura 4.17.- (a) Afloramiento de la Formación Ahuichila en la parte NW del área de estudio; (b) acercamiento donde se observa a los componentes líticos del conglomerado; (c) arenisca y toba color rosa que constituyen la cima de la Formación Ahuichila. (d) Brecha sedimentaria con fragmentos de caliza y arenisca que comprende la base de la Formación Ahuichila.

4.3.5 Rocas Ígneas

Como se mencionó anteriormente, en la zona del CIPB afloran un cuerpo intrusivo denominado Peñón Blanco o Cerro Blanco; así como un conjunto de diques y *sills* que se encuentran emplazados en las rocas sedimentarias marinas que afloran en el área. A continuación, se presenta una descripción detallada de cada una de estas unidades ígneas.

4.3.5.1 Intrusivo Peñón Blanco

El intrusivo Peñón Blanco se encuentra emplazado en la parte central del anticlinal “El Yerbanís”, cortando discordantemente a rocas plegadas de la Formación Cuesta del Cura, deformándolas y generándoles metamorfismo de contacto. Visto en planta, este

cuerpo intrusivo presenta forma aproximadamente elíptica, en su eje más largo (NW-SE) presenta 7.2 km de longitud, y en el más corto (SW-NE) ~4 km. En muestra de mano presenta color gris claro y textura fanerítica, son distinguibles cristales de cuarzo, feldespato potásico y biotita. En su parte norte, el intrusivo es cortado por una serie de diques pegmatíticos de hasta 80 m de longitud y 15 m de espesor, constituidos por cristales de feldespato alcalino, cuarzo y biotita de 1 a 4 cm de longitud (Figura 4.18a).

En análisis petrográfico de una muestra colectada en el intrusivo Peñón Blanco (CIPB-1) reveló una textura inequigranular hipidiomórfica (Figura 4.18b), constituida por cristales de: (1) cuarzo (39%) de 0.3 a 2.4 mm de diámetro, habito granular y extinción ondulosa; (2) feldespato alcalino (26%) representado por ortoclasa y microclina, donde la primera se presenta con longitud de 1 a 3.5 mm, habito tabular, macla de Carlsbad y desarrollo importante de estructuras de exsolución (pertitas), mientras que la microclina se presenta en cristales de 0.7 a 1.8 mm de diámetro, con forma subhedral-anhedral, macla en enrejado típico, relieve bajo y desarrollo débil de pertitas; (3) plagioclasa (20 %) de 0.2 a 1.9 mm, forma tabular, macla polisintética y color de interferencia gris claro; (4) biotita (8%) de 0.7 a 1.8 mm, colores de interferencia pardo, verde y rosado, habito tabular e irregular, extinción recta y pleocroismo fuerte de café claro a café oscuro; al estar en extinción los cristales de este mineral exhiben su característico arce moteado. El resto del arreglo mineral (7%) lo constituyen titanita, zircón y minerales opacos. De acuerdo a la nomenclatura de Le Maitre *et al.* (2002) esta roca se clasifica como monzogranito.

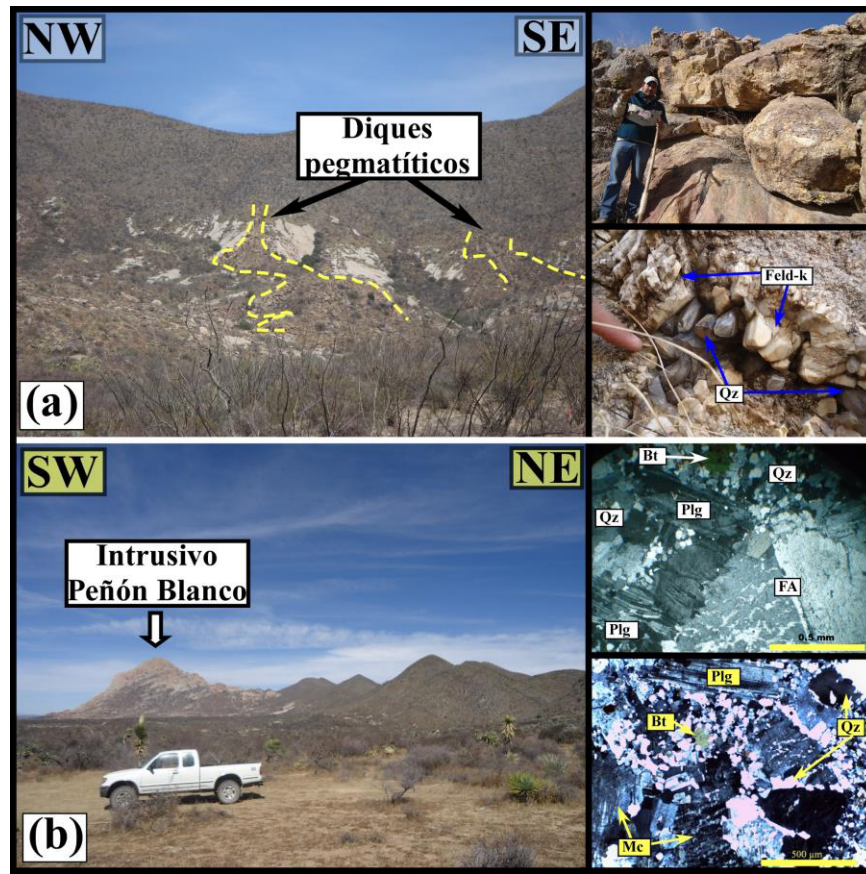


Figura 4.18.- (a) Imagen panorámica donde se observa a diques pegmatíticos cortando al intrusivo, en la parte derecha de (a), se muestran acercamientos sobre los macrocristales que conforman a las pegmatitas. (b) Vista panorámica del intrusivo “Peñón Blanco” encajonado por rocas calcáreas de la Formación Cuesta del Cura inclinadas al noreste, al lado derecho de (b) son fotomicrografías del granito donde se identifican a los cristales que conforman el arreglo mineral (Feld-K: Feldespato potásico, Plg: plagioclasa, Bt: biotita, Qz: cuarzo y Mc: microclina).

Como se mencionó anteriormente, en torno al intrusivo Peñón Blanco afloran diques y *sills* félsicos, de estos cuerpos se obtuvieron dos muestras para análisis petrográfico, las cuales se describen a continuación:

1.- En la porción noreste del área se colectó una muestra de un dique de color gris claro (CIPB-2), 20-35 cm de espesor, y 10 m de longitud, el cual está desplazado por fallas normales, y encajonado por rocas calcáreas de la Formación Cuesta del Cura (Figura 4.19). En muestra de mano la roca presenta textura porfídica y cristales de cuarzo distinguibles, feldespato alcalino y mica blanca (muscovita); esta última, diseminada en la matriz y a lo largo de planos de fractura. El análisis petrográfico de esta roca reveló una textura porfídica

de matriz cuarzo-feldespática y fenocristales de: (1) cuarzo (38%) de 0.3 a 4.7 mm de diámetro, hábito granular y extinción ondulada; (2) feldespato potásico (30%) de 0.3 a 2.4 mm de longitud y macla de Carlsbad, algunos ejemplares se presentan alterados a arcillas; (3) plagioclasa (19%) de 0.5 a 1.5 mm de longitud, hábito tabular y macla polisintética; (4) biotita (5%) de 0.2 a 0.7 mm; el resto del arreglo mineral (3%) lo constituyen minerales opacos y esporádicos cristales de anfíbol. Como mineral secundario aparece muscovita con hábito tabular y en ocasiones acicular, colores de interferencia azul, rosa y verde, clivaje bien desarrollado en una dirección y extinción recta.

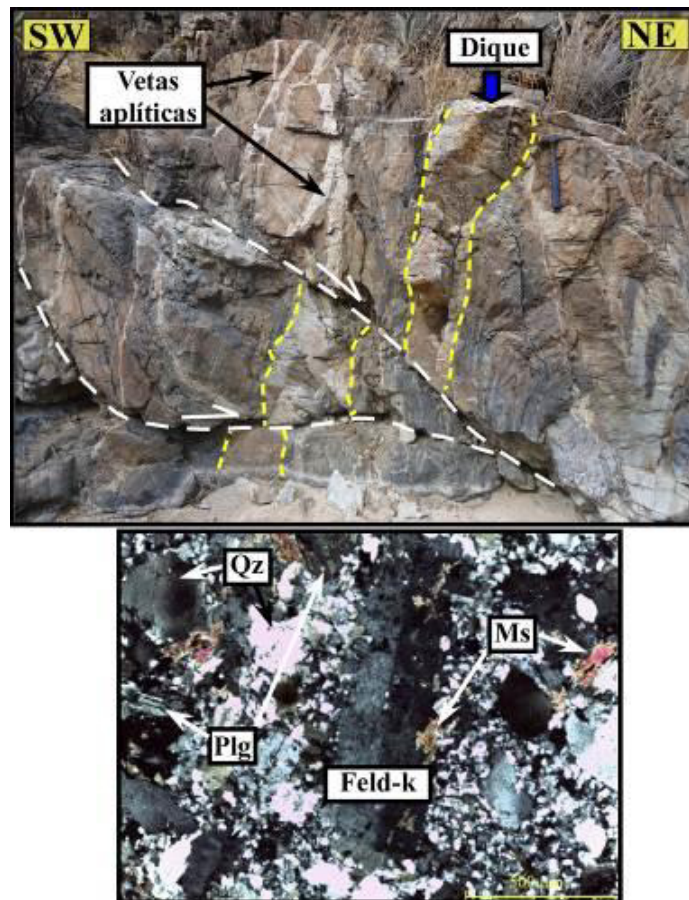


Figura 4.19.- (a) Afloramiento de dique félsico cortado por fallas y, **(b)** fotomicrografía donde se muestra al arreglo mineral que lo constituye (Ms: muscovita; Qz: cuarzo; Feld-k: feldespato potásico; Plg: plagioclasa).

2.- Una muestra de un dique granítico fue colectada en la parte occidental del área de estudio (CIPB-3), cerca del contacto del intrusivo Peñón Blanco y rocas metamórficas de contacto, con foliación penetrativa, cuyo educto fue la Formación Cuesta del Cura

(Figura 4.20). Este cuerpo intrusivo de ~1 m de espesor y 200 m de longitud, muestra evidencias de deformación en estado sólido a alta temperatura, cuya génesis será discutida posteriormente. En muestra de mano, esta roca se presenta deformada, con relictos de textura porfídica y recrystalización importante de cuarzo en bandas. Mineralógicamente se observa la presencia de cristales de cuarzo, feldespato y biotita. Bajo el microscopio petrográfico, esta roca presenta el siguiente arreglo mineral: (1) cuarzo (53.6 %) de 0.5 a 1.9 mm diámetro, hábito granular, extinción ondulosa, bordes irregulares muy recrystalizados, en ocasiones formando agregados (glomerocristales?) alrededor de los cuales se generan bandas de recrystalización importantes; (2) feldespato potásico (34%) de 0.5 a 3.4 mm, macla de Carlsbad, extinción ondulada, y bordes acerrados con recrystalización de cuarzo; la mayoría de los cristales presentan turbidez por alteración incipiente a arcillas; (3) plagioclasa (9.4 %) de 0.7 a 2.7 mm, macla polisintética y de Carlsbad, bordes irregulares, extinción ondulada y recrystalización de cuarzo en los bordes; (4) biotita marrón (3%) altamente deformada, cristales alargados orientados paralelamente a una foliación por deformación, extinción ondulada, pleocroísmo de café claro a café oscuro.

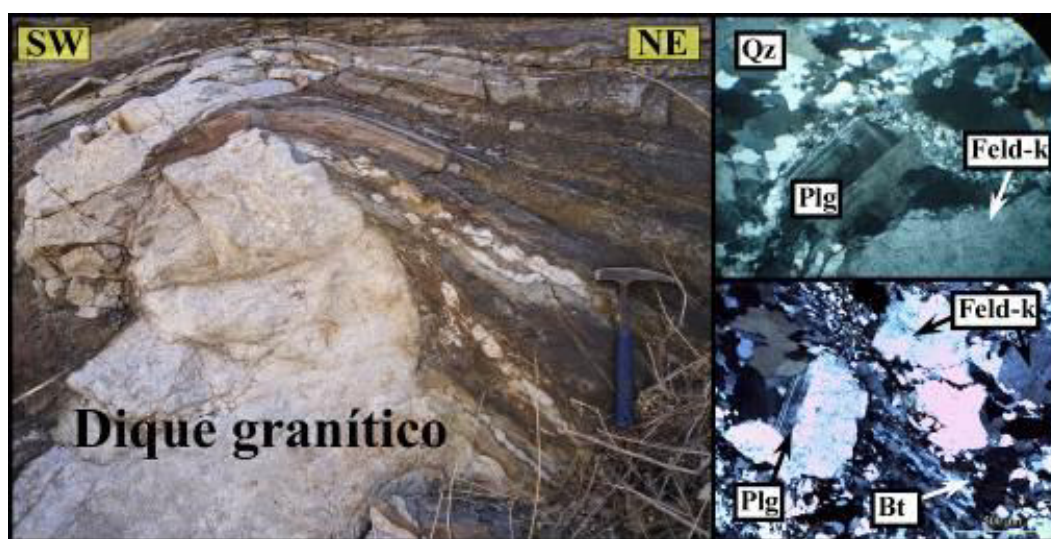


Figura 4.20.- Afloramiento de dique granítico deformado y fotomicrografías (lado derecho) donde se muestra el arreglo mineral que lo constituye (Qz: cuarzo; Feld-k: feldespato potásico; Plg: plagioclasa).

4.4 CLASIFICACIÓN DE ROCAS ÍGNEAS

Como se mencionó anteriormente, la clasificación modal de las rocas ígneas que afloran en las zonas de los complejos intrusivos de Velardeña y Peñón Blanco, se realizó de acuerdo a la nomenclatura de LeMaitre *et al.* (2002), utilizando el diagrama QAP (Q=Cuarzo, A=Feldespato Alcalino, P= Plagioclasa). El conteo modal se realizó en el laboratorio de microscopía de la Facultad de Ciencias de la Tierra/UANL, con la ayuda de un contador automático (*PELCON Automatic Point Counter*) montado sobre un microscopio de luz polarizada, esto con el fin de que el conteo de minerales fuese representativo y útil para la clasificación de las muestras.

A continuación, se presenta en la Tabla 4.1 un resumen sobre las abundancias de cada especie mineral identificada en las rocas, así como también se presenta el gráfico de los datos en el diagrama de clasificación de rocas intrusivas (Figura 4.21):

Tabla 4.1.- Información petrográfica de las muestras colectadas en el área de estudio, incluye las muestras del Complejo Intrusivo de Velardeña (CIV) así como las del Complejo Intrusivo de Peñón Blanco.

Muestra		CIV1	CIV2	CIPB1	CIPB2	CIPB3
Localidad		La Esperanza	Velardeña	Cerro Blanco	Cañón "Petra"	Cañón "La Salitrera"
Coordenadas (UTM)	Lat	624827	623299	760686	758693	756161
	Long	271612	232995	596142	595009	596897
Textura		Porfídica	Porfídica	Hipidiomórfica granular	Porfídica	Porfídica
Número de puntos		300	320	325	300	310
Mineralogía (%)	Qz	10.0	25.0	39.0	43.0	53.6
	FA	9.0	20.0	26.0	30.0	34.0
	Plg	46.0	40.0	20.0	19.0	9.4
	Bt	10.0	6.0	8.0	5.0	3.0
	Cpx	13.0	3.0	-----	-----	-----
	Anf	7.0	19.6	-----	2.0	-----
	Ttn	1.0	4.0	7.0	4.0	-----
	Zr	-----	-----		-----	-----
	MO	4.0	2.0		1.0	-----
Clasificación QAPF	Qz	15.5	29.4	45.8	46.7	55.2
	FA	13.8	23.5	30.6	32.6	35.0
	Plg	70.7	47.1	23.1	20.7	9.8
Nombre de la roca *		Cuarzo monzodiorita	Granodiorita	Monzogranito	Monzogranito	Sienogranito

Qz= Cuarzo; FA= Feldespato potásico; Plg= Plagioclasa; Cpx= Clinopiroxeno
Ttn= Titanita; Anf= Anfíbol; Bt= Biotita; Zr= Zircón; MO= Minerales Opacos

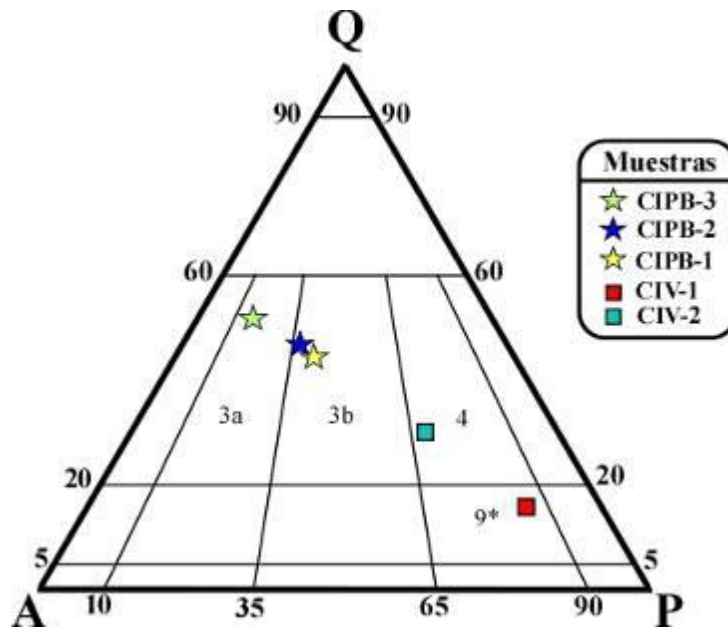


Figura 4.21.- Diagrama QAP de Le Maitre *et al.* (2002) que muestra la clasificación modal para las muestras colectadas en los complejos intrusivos de Velardeña (CIV) y Peñón Blanco (CIPB). 3a: Sienogranito; 3b: monzogranito; 4: granodiorita; 9*: cuarzomonzodiorita.

En la Figura 4.21 puede observarse un patrón de enriquecimiento de cuarzo y feldespato alcalino; en general se aprecia que las rocas del CIV representan a magmas menos evolucionados que los del CIPB.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

5.1 INTRODUCCIÓN

El análisis estructural dentro de intrusivos y sus aureolas tectónicas es de gran importancia para determinar los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas que operaron para generar el espacio que ocupa el intrusivo. Además, cuando los cuerpos intrusivos afloran en regiones donde existen evidencias claras de deformación a escala regional, el análisis estructural y geocronológico es una herramienta clave para establecer tiempos de operación de esos eventos tectónicos regionales.

El presente capítulo versa sobre el análisis de la información estructural colectada en las dos áreas de estudio. Dicho análisis se fundamentó en la medición de datos de estratificación, fallas y pliegues, cuya interpretación ayudó a definir las estructuras de emplazamiento de los cuerpos intrusivos, así como los mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas.

A continuación, se presenta la descripción de las estructuras más representativas que afloran en las dos zonas del área de estudio.

5.2 COMPLEJO INTRUSIVO VELARDEÑA (CIV)

El CIV está contenido dentro de la Sierra Santa María, la cual tiene una forma elíptica y cómica. La extensión de esta estructura montañosa es de aproximadamente 7 km de longitud en dirección NW-SE y 5 km en dirección NE-SW. En esta zona afloran cuerpos intrusivos emplazados en rocas sedimentarias cretácicas y terciarias. La modificación de la estructura original de la roca encajonante, por el emplazamiento de los intrusivos, generó localmente en la sierra de Santa María un conjunto de rasgos estructurales complejos (Figura 5.1), los cuales están principalmente representados por fallamiento normal de rumbo variable, plegamiento periférico y, escasamente, fallas laterales de acomodo. A continuación, se describen cada uno de los elementos estructurales que distinguen al CIV según su tipo.

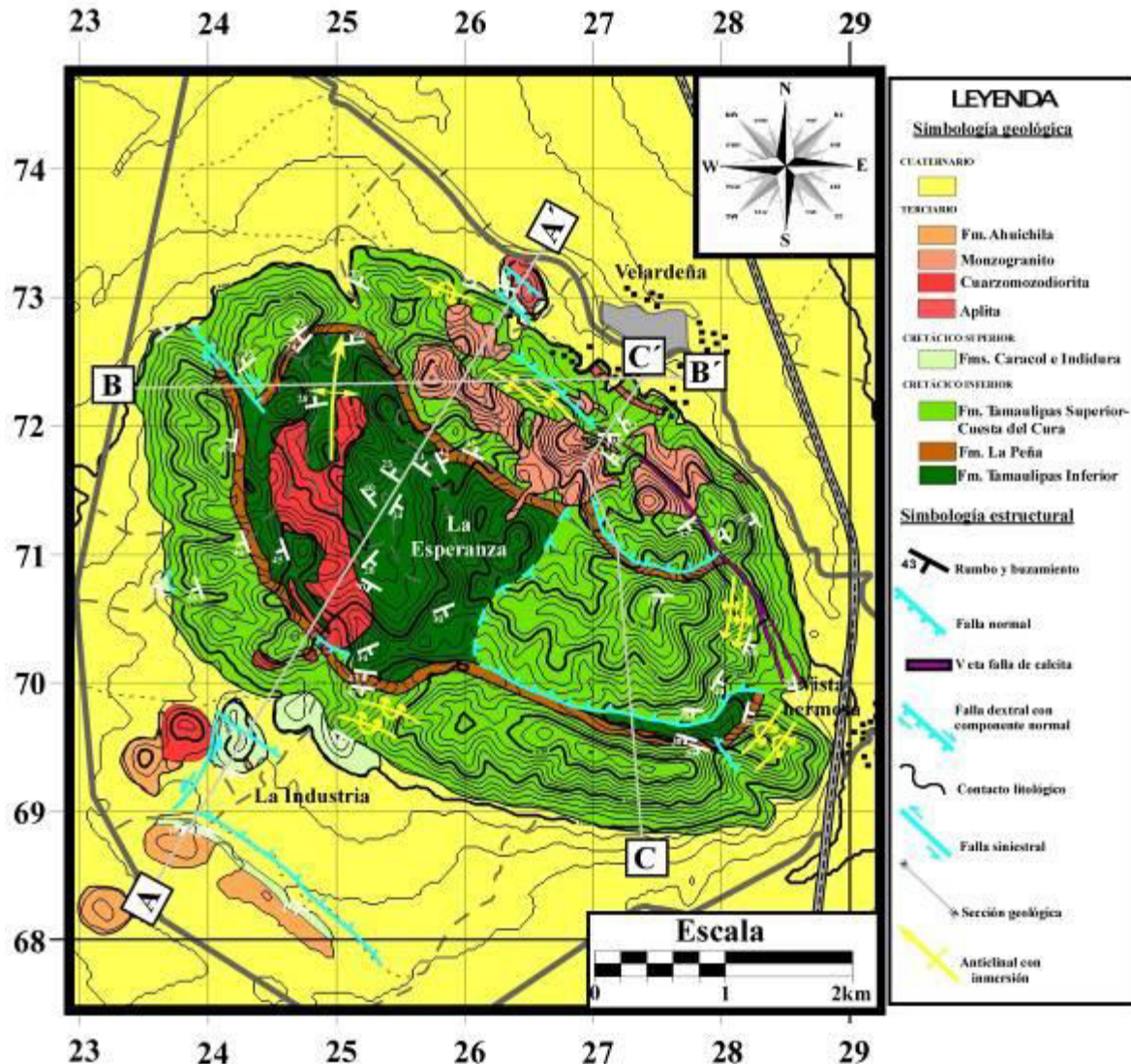


Figura 5.1.- Mapa geológico-estructural de donde se muestran las principales estructuras y litología que afloran en el Complejo Intrusivo de Velardeña.

5.2.1 Pliegues

En la zona del CIV se reconoció el desarrollo de plegamiento importante a distintas escalas y con diferentes características. Esta deformación, cercanamente al tipo dúctil, se presenta principalmente donde afloran unidades con contrastes litológicos internos, así como cerca del contacto entre los intrusivos y sus roca encajonante.

En la zona norte del área de estudio se interpreta la existencia de un pliegue anticlinal abierto, denominado aquí como anticlinal “La Esperanza”, éste presenta un plano axial subvertical y eje con inmersión hacia el norte. El pliegue contiene a la Formación

Tamaulipas Inferior en su núcleo, mientras que en sus flancos afloran La Peña y Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura (Figura 5.1 y ANEXO I).

En la región SW del CIV, cerca de la zona conocida como “La Industria”, ocurre un conjunto de pliegues asimétricos con longitud de onda que varía de decimétrica a métrica, con planos axiales desde ligeramente inclinados hasta subhorizontales que definen un marcado transporte hacia el SSW (Figura 5.2). Estas estructuras afectan a caliza con bandas de pedernal pertenecientes a la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura. La litología presente se distingue por definir un amplio contraste mecánico entre bancos de brecha calcárea, lutita delgada y caliza que se presentan en esta unidad, los cuales adquieren un comportamiento frágil ante la deformación.

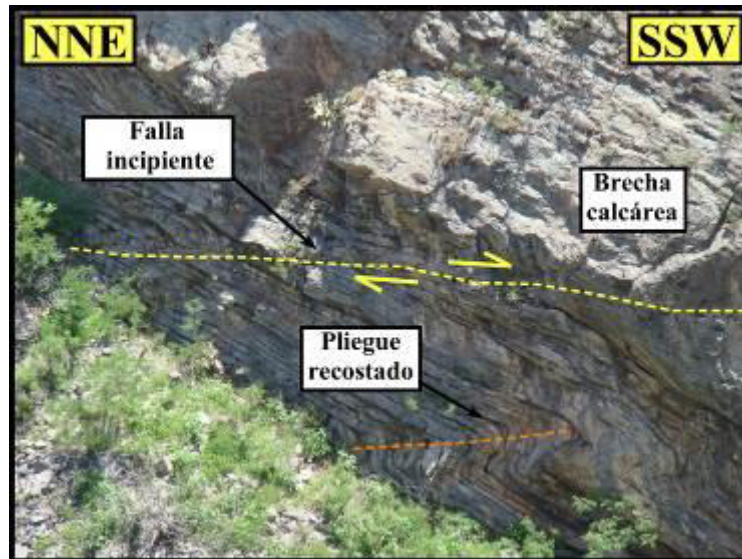


Figura 5.2.- Afloramiento donde se presenta plegamiento con vergencia de 08° al SSW afectando a rocas de la Formación Cuesta del Cura (localidad: La Industria). Nótese la actitud subhorizontal del plano axial (línea naranja) y el fallamiento incipiente (línea amarilla) indicando transporte al SSW.

En la porción SE del área de estudio, en la zona conocida como “Vista Hermosa”, sobre una pared rocosa expuesta en el bloque de piso de una falla normal, aflora un conjunto de pliegues disarmónicos de escala métrica. Estos pliegues se presentan generalmente como: asimétricos, abiertos y con plano axial buzando hacia el SE, indicando un empuje en dirección NW-SE para la generación de estas estructuras. Este conjunto de pliegues afecta a la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, cerca de su contacto con la Formación La Peña (Figura 5.3).



Figura 5.3.- Plegamiento disarmónico con transporte al NW, afectando a la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura (Localidad: Vista Hermosa).

En la zona oriental del área de estudio, sobre la traza de un arroyo, afloran pliegues tipo *chevron* que se desarrollaron en margas y lutitas de la Formación La Peña. Los pliegues son abiertos y presentan plano axial subvertical con rumbo ~N-S y ejes con inmersión de 40-45° al SSE (Figura 5.4). Este plegamiento se presenta cerca de la zona de contacto con el intrusivo Velardeña.

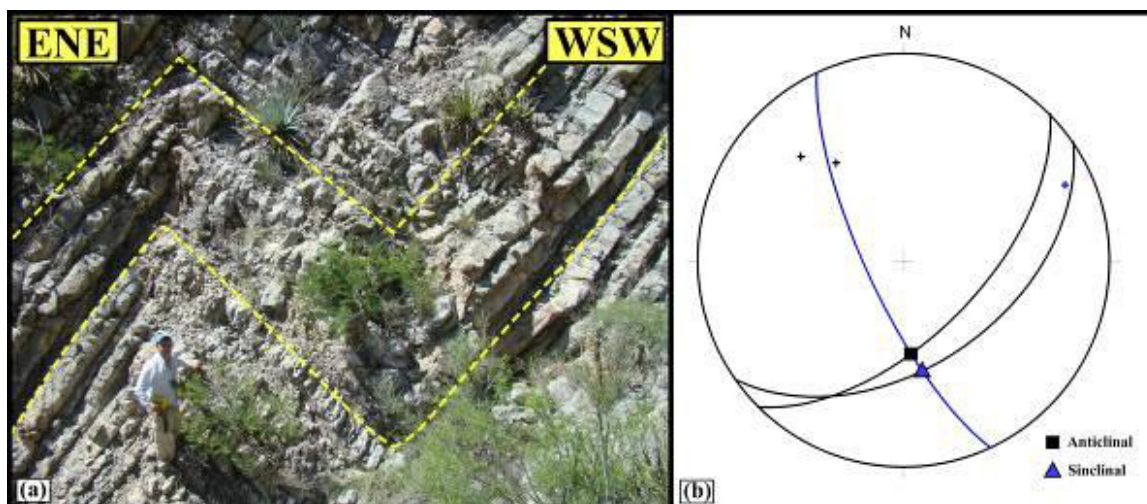


Figura 5.4.- (a) Afloramiento de pliegues tipo *chevron* desarrollados en rocas de la Formación La Peña. (b) En la red estereográfica se muestran datos de estatificación del anticlinal y el sinclinal, nótese la inmersión de los ejes de pliegues cercana a 45° hacia el sur.

En la porción NE del área de estudio, en las cercanías al poblado de Velardeña, fue reconocido plegamiento mesoscópico que involucra a rocas de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura. Estos pliegues afloran en la zona de contacto del intrusivo Velardeña y la roca encajonante, donde están caracterizados por presentar plano axial subvertical. Además, en esta zona es notorio que los pliegues cambian su longitud de onda desde el contacto con el intrusivo, donde se presentan como pliegues abiertos, conforme aumenta la distancia de estos con respecto al contacto plutón-roca encajonante, convirtiéndose en pliegues suaves (Figura 5.5a y b).

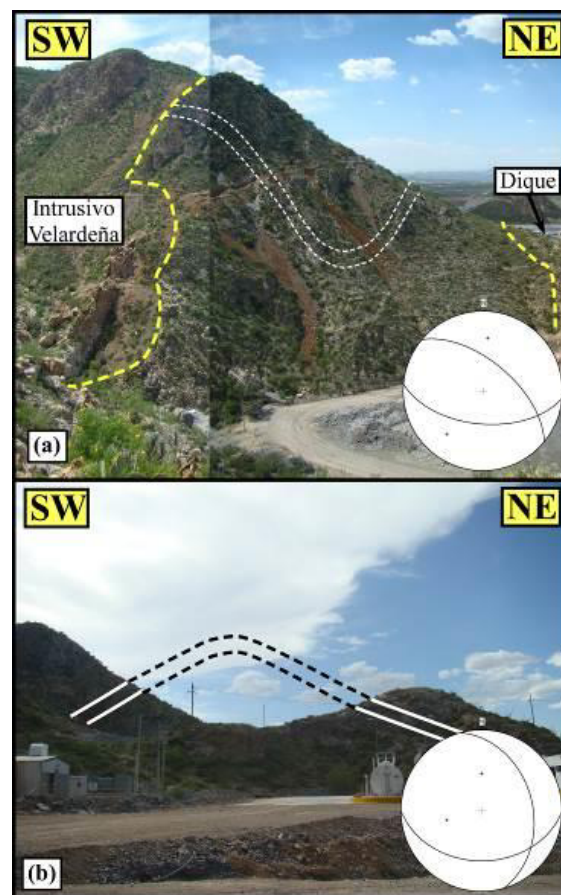


Figura 5.5.- (a) Pliegue abierto dentro de la Formación Cuesta del Cura en la zona de contacto con el intrusivo Velardeña; (b) pliegue anticlinal suave relativamente lejos de la zona de contacto del intrusivo. En las redes se grafican los datos de estratificación de cada pliegue (Localidad: Velardeña).

5.2.2 Fallas

La deformación frágil en la zona del CIV esta principalmente representada por el desarrollo de fallamiento normal importante, estas estructuras sirvieron como base para

definir los mecanismos de emplazamiento del magma que dio lugar a los cuerpos intrusivos que afloran en la zona.

En la zona SE del CIV aflora la falla “Vista Hermosa”, una estructura de tipo normal con bloque de techo desplazado hacia el noreste. Esta falla pone en contacto mecánico a rocas de la formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura y caliza con nódulos de pedernal de la formación Tamaulipas Inferior, además de dejar expuesta también a la formación La Peña en el bloque de piso de la falla (Figura 5.6a). En general la zona de falla presenta un rumbo CMD: 310/65 y *pitch* 87° NE (Figura 5.6b, c), y está topográficamente representada por una cañada de ~2 km de longitud, donde se observan zonas con hidrotermalismo.

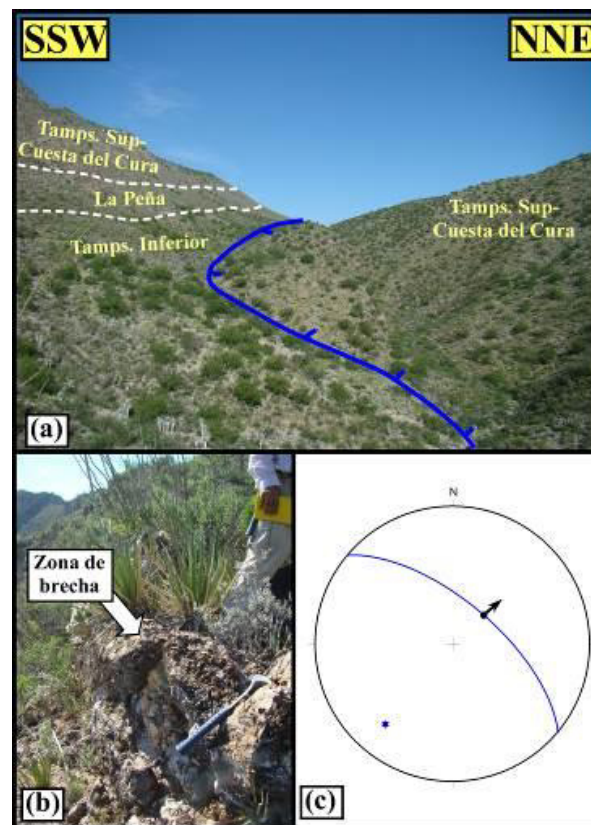


Figura 5.6.- (a) Cañada donde aflora la zona de falla “Vista Hermosa”, y unidades litológicas a las que desplaza; (b) acercamiento de la zona de brecha de falla y, (c) red de Schmidt donde se muestra la actitud de la misma (CMD: 310/65 y *pitch* 87° NE).

En el bloque de piso de la falla “Vista Hermosa” se identificaron fallas normales de acomodo, estas afectan a rocas de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura y La Peña. Estas estructuras presentan rumbo N-S y bloque de techo cayendo hacia el Este; sobre su traza se observa la canalización de hidrotermalismo, generándose oxidación importante en la zona (Figura 5.7).

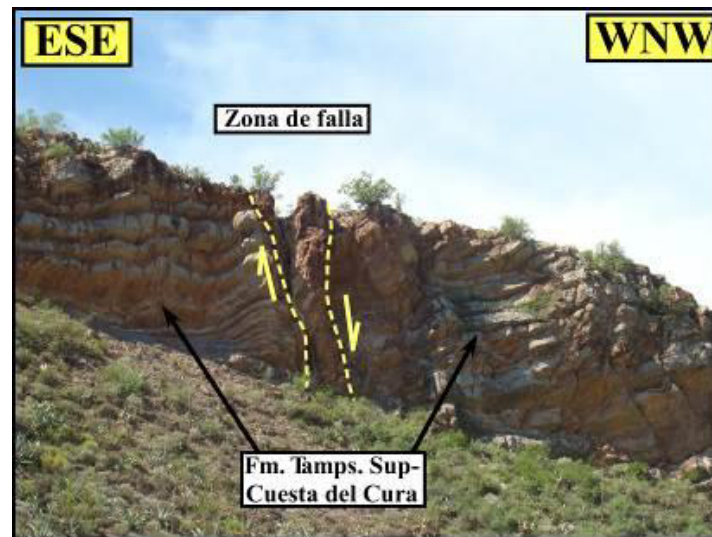


Figura 5.7.- Afloramiento de falla normal donde se observa oxidación importante sobre su traza (Localidad: Vista Hermosa).

Al oriente de la falla “Vista Hermosa”, en las faldas del cerro “La Pedrera”, aflora una falla de tipo normal que desplaza a las formaciones Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura y La Peña. La falla presenta rumbo NW-SE y forma semicircular, el bloque de techo cae hacia el NE, y en él aflora la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, con planos de estratificación inclinados hacia el SW; en el bloque de piso afloran las formaciones: Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura y La Peña, ligeramente inclinadas al SW (Figura 5.8).

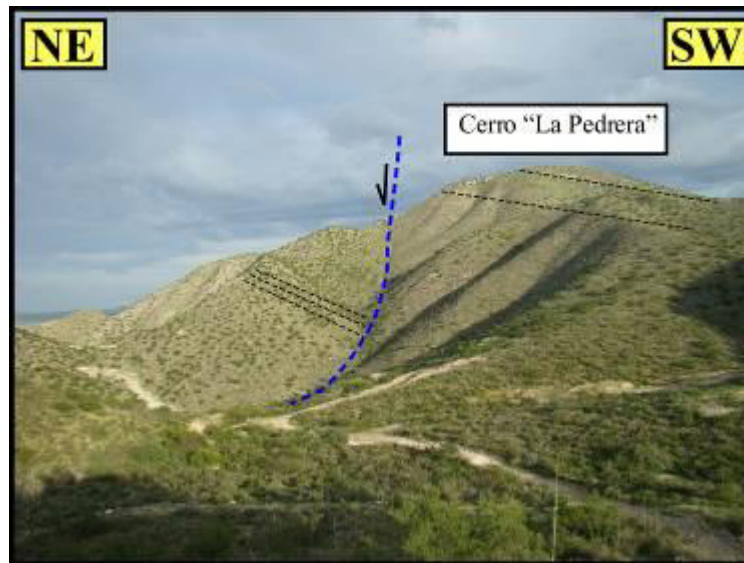


Figura 5.8.- Falla normal con bloque de techo caído hacia el NE en las faldas del cerro “La Pedrera” (Localidad: Velardeña).

Al NW del cerro “La Pedrera”, está expuesta otra falla normal con bloque de techo desplazado hacia el NE. Esta falla fue etiquetada como “Velardeña”, desplaza a rocas de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura y presenta una zona de brecha de ~8 m. Dentro de la zona de brecha se desarrolló un intenso vetilleo de calcita que explotó el fracturamiento para emplazarse. La falla normal de “Velardeña” tiene una dirección $320^{\circ}/40^{\circ}$ CMD y *pitch* 80° NE (Figura 5.9).



Figura 5.9.- Afloramiento de la falla “Velardeña” y red estereográfica mostrando su cinemática (Localidad: Velardeña).

Al SW del CIV, en la zona conocida como “La Industria”, aflora una familia de fallas las cuales se describen a continuación:

1.- En la zona sur se interpretó la existencia de una zona de falla normal con dirección NW-SE, la cual presenta bloque de techo caído hacia el NE. En el bloque de piso de esta estructura aflora arenisca y lutita de la Formación Caracol, sobreyacida discordantemente por una brecha conglomerática con bancos de material epiclástico de la Formación Ahuichila, ambas basculadas hacia el SW; en el bloque de techo se interpreta que está sepultada la Formación Ahuichila, cubierta por material aluvial que rellena a un semigraben (Figura 5.10). Más hacia el Norte, se identificó otra zona de falla normal que afecta a arenisca y lutita de la Formación Caracol. Esta segunda falla presenta una dirección CMD: $340^{\circ}/50^{\circ}$ y bloque de techo caído hacia el ENE. Entre estas dos zonas de falla se ha interpretado una zona de transferencia lateral izquierda con componente normal, la cual afecta al conglomerado Ahuichila. Se interpreta una traza de falla con rumbo NNE sobre la que se intersectan las dos fallas normales del área de la Industria (ANEXO I).

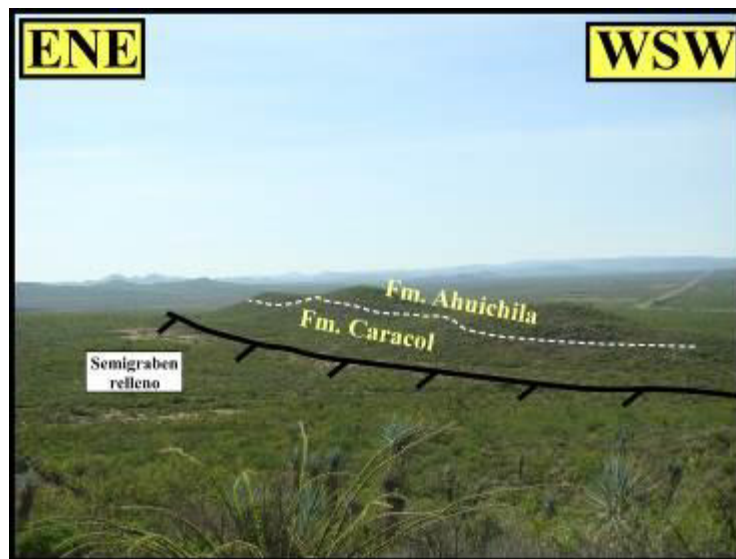


Figura 5.10.- Fotografía panorámica de la falla normal que aflora en la zona sur de “La Industria”.

2.- En la parte NW de “La Industria” se identificó una zona de falla inversa de alto ángulo con componente lateral derecha. Esta falla yuxtapone a caliza y brecha calcárea de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura sobre marga laminar de la Formación Indidura, presenta una dirección de $340^{\circ}/70^{\circ}$ *pitch* 78° SW. La zona de falla está

representada por una brecha cataclástica de ~55 cm de espesor, donde además se presenta una veta falla de calcita, sobre la cual se desarrollan planos de crecimiento mineral. En su mayor parte, esta falla se encuentra cubierta por material aluvial (Figura 5.11).

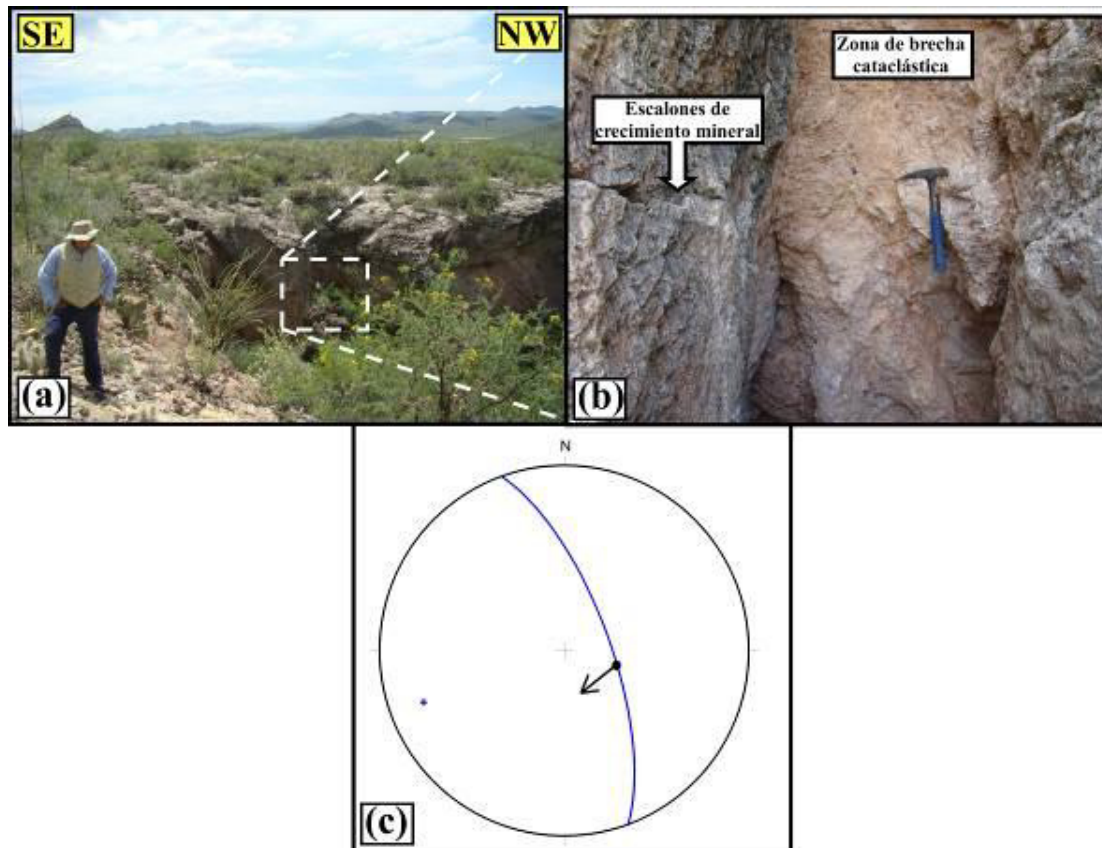


Figura 5.11.- (a) Imagen donde se muestra la zona de afloramiento de la falla inversa con componente lateral izquierda menor que aflora al W de la zona de La Industria, y (b) acercamiento donde se observa la zona de brecha cataclástica de la falla. (c) Red estereográfica donde se muestra la actitud de la falla (Localidad: Al W de La Industria).

En la zona NW del CIV ocurre una falla dextral con componente normal, ésta falla desplaza a las Formaciones Tamaulipas Inferior, La Peña y Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura en el flanco occidental del pliegue “La Esperanza”. Esta falla genera el desplazamiento de un bloque hacia NW, propagándose desde la zona donde aflora el intrusivo “La Esperanza”, presentando una dirección $320^{\circ}/50^{\circ}$ CMD *pitch* 30° NW (Figura 5.12a, b; ANEXO I). Cerca de esta zona, también se identificaron un conjunto de fallas normales subverticales con salto centimétrico, afectando a rocas de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura (Figura 5.12c). En general, estas discontinuidades

presentan dirección NE-SW y se localizan cerca de la zona de contacto con el intrusivo “La Esperanza”. En esta zona también ocurren fracturas subverticales con dirección general NNE-SSW (Figura 5.12d).

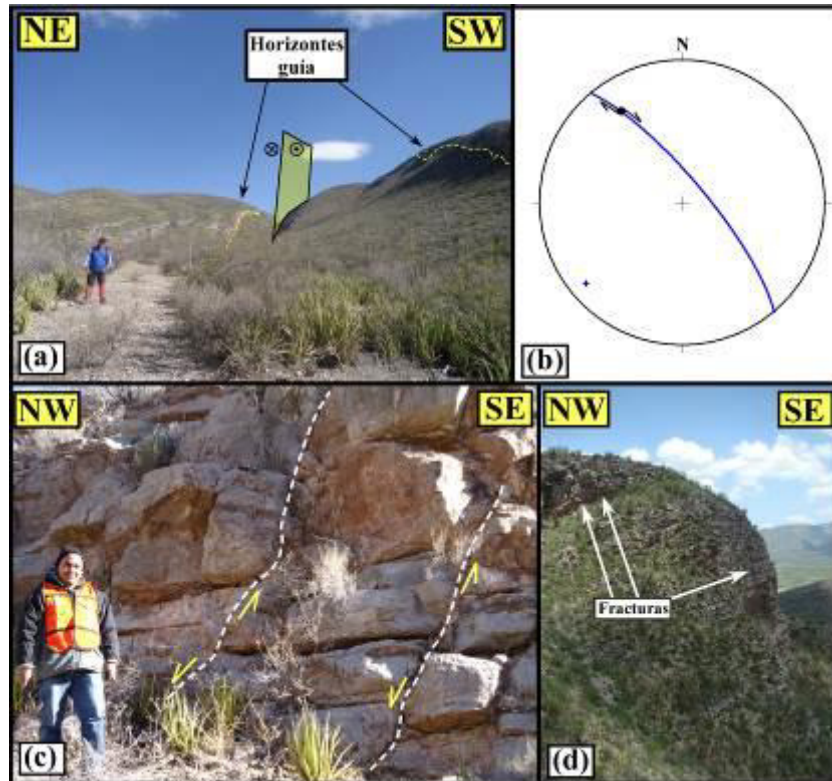


Figura 5.12.- (a) Imagen donde se muestra la traza de la falla lateral derecha, y (b) red estereográfica mostrando la cinemática de la misma. (c) Fallas normales y (d) fracturas subverticales afectando a la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta Cura en las cercanías al intrusivo La Esperanza (Localidad: La Esperanza).

Este tipo de estructuras también fueron reconocidas al sur de intrusivo “La Esperanza”, donde ocurren fallas normales con saltos centimétricos afectando a rocas de la Formación Tamaulipas Inferior, estas estructuras se presentan en dos *sets*, uno con dirección NNE-SSW (Figura 5.13a, c) y otro con dirección WSW-ENE (Figura 5.13b, c). En la figura 5.13c, se muestra el rumbo de los dos *sets* de fracturas.

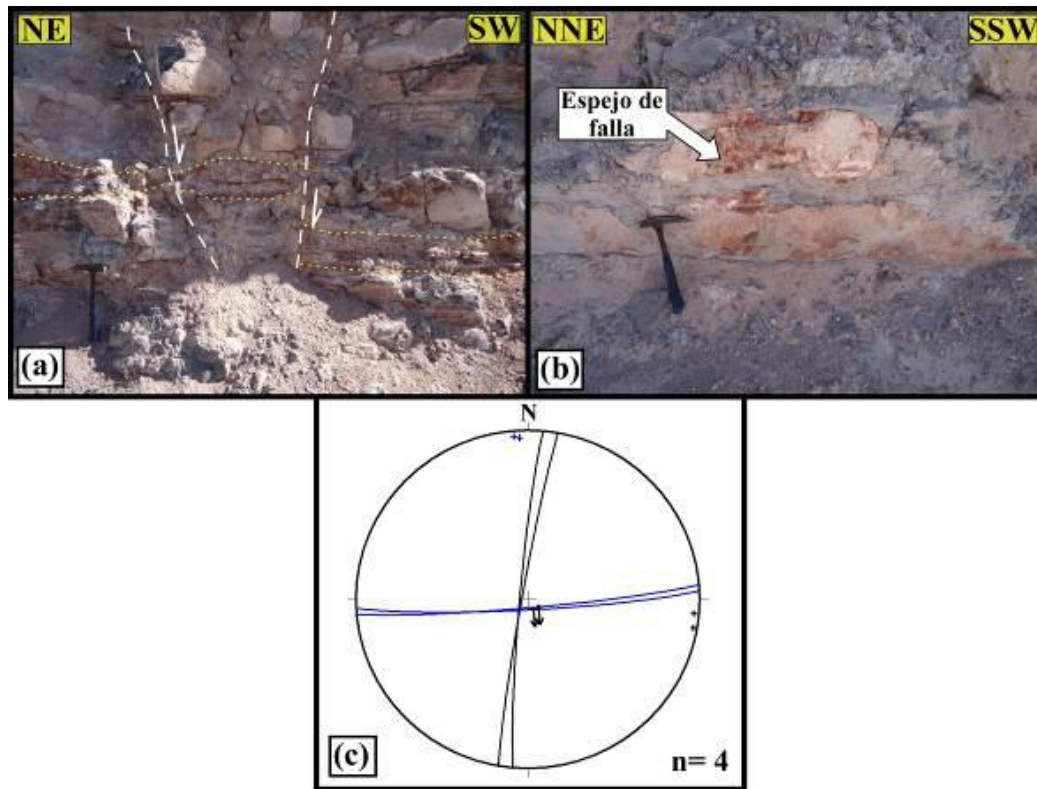


Figura 5.13.- Fallas subverticales con dirección NNE-SSW (a); y WSW-ENE con *pitch* 87° SSE, (b) afectando a la Formación Tamaulipas Inferior al sur del intrusivo “La Esperanza”, y (c) red estereográfica indicando la dirección de las mismas (Localidad: La Esperanza).

En la porción NE del área de estudio se identificó una zona de falla normal con bloque de techo caído hacia el SW, así como un conjunto de fallas secundarias, todas estas afectando al intrusivo “La Aplita”. La zona de falla principal está representada por una brecha tectónica de 10-60 cm de espesor que presenta dirección CMD 150°/20° *pitch* 85° SW (Figura 5.14a, c); se presentan además dos *sets* de fallas secundarias, las cuales representan a estructuras tipo R y R' (Figura 5.14b, c). Además, cerca de esta zona se infiere la presencia de otra estructura de tipo normal, pero con bloque de techo caído hacia el NE, esta estructura se infiere debido a la estratigrafía que aflora en la zona, ya que en el lado NE (bloque de techo) de la traza de la falla, aflora arenisca y lutita de la Formación Caracol, la cual además está parcialmente cubierta por rocas extrusivas de composición andesítica; mientras que en el lado SW (bloque de piso) aflora caliza con pedernal de la Formación Cuesta del Cura (ANEXO I).

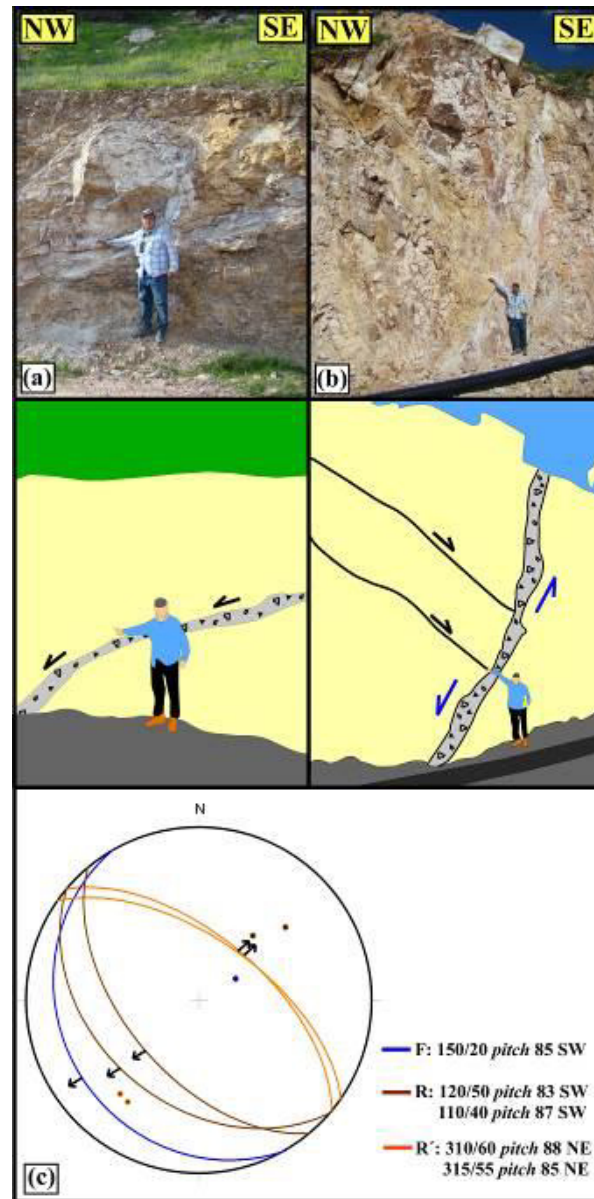


Figura 5.14.- (a) Afloramiento de zona de falla normal principal afectando al intrusivo “La Aplita”. (b) superficies de falla secundarias y, (c) red estereográfica donde se muestran las estructuras que afloran en la zona, así como la relación geométrica que existe entre las mismas (Localidad: Velardeña).

5.2.3 Vetas

En la zona del CIV fueron localizadas varias vetas de calcita de dimensiones variables, algunas de las cuales están emplazadas en zonas donde se pudo identificar desplazamiento de bloques (vetas-falla). Esta mineralización está presente prácticamente en toda el área de estudio, aprovechando fallas, fracturas, planos de foliación y estratificación; en general, se presentan bandeadas y de coloración blanco-amarillento, el tamaño de cristales varía desde unos cuantos

milímetros hasta más de 4 cm , y en su mayoría corresponde a calcita variedad diente de perro. A continuación, se describe a las vetas de calcita de mayores dimensiones en el área de estudio.

La veta más importante, que por su extensión y espesor fue mapeada, corresponde a una estructura localizada en la zona NE de la Sierra Santa María, la cual presenta ~3 km de longitud y cuyo espesor varía entre 1 y 4 m; en la zona SE esta estructura separa a rocas de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura que presentan diferente dirección; y en algunos punto parece aprovechar también el contraste litológico entre esta unidad y la Formación La Peña. Por otro lado, en la zona más al norte, esta estructura corta al intrusivo Velardeña. En su extremo SE esta veta se bifurca y termina cerca de la falla “Vista Hermosa”, cuya relación de corte no aflora (Figura 5.15a y ANEXO I).

Otra veta de calcita de dimensión importante aflora al sur del intrusivo La Esperanza, afectando a la Formación Tamaulipas Inferior; ésta estructura presenta de 1 a 1.5 m de espesor, y más de 200 m de longitud. La dirección de esta estructura es ~N-S y se presenta fuertemente inclinada hacia el oeste (Figura 5.15b). Esta estructura parece aprovechar una estructura generada cerca de una zona de debilidad estructural importante, ya que se presenta cerca de la zona donde ocurre un cambio topográfico sustancial en la zona, además de separar a rocas con distintos grados de recristalización (mayor marmolización al oeste).

En la parte central del área de estudio también afloran dos vetas de calcita con espesores que varían de 1 a 1.5 m, emplazadas en rocas marmolizadas de la Formación Tamaulipas Inferior, la cual presenta diferente inclinación a ambos lados de la veta. En las zonas cercanas a estas vetas afloran también cuerpos silíceos bandeados (jaspe) de forma irregular y coloración rojiza, cuyo diámetro varía entre 3-5 m (Figuras 5.15c, d).

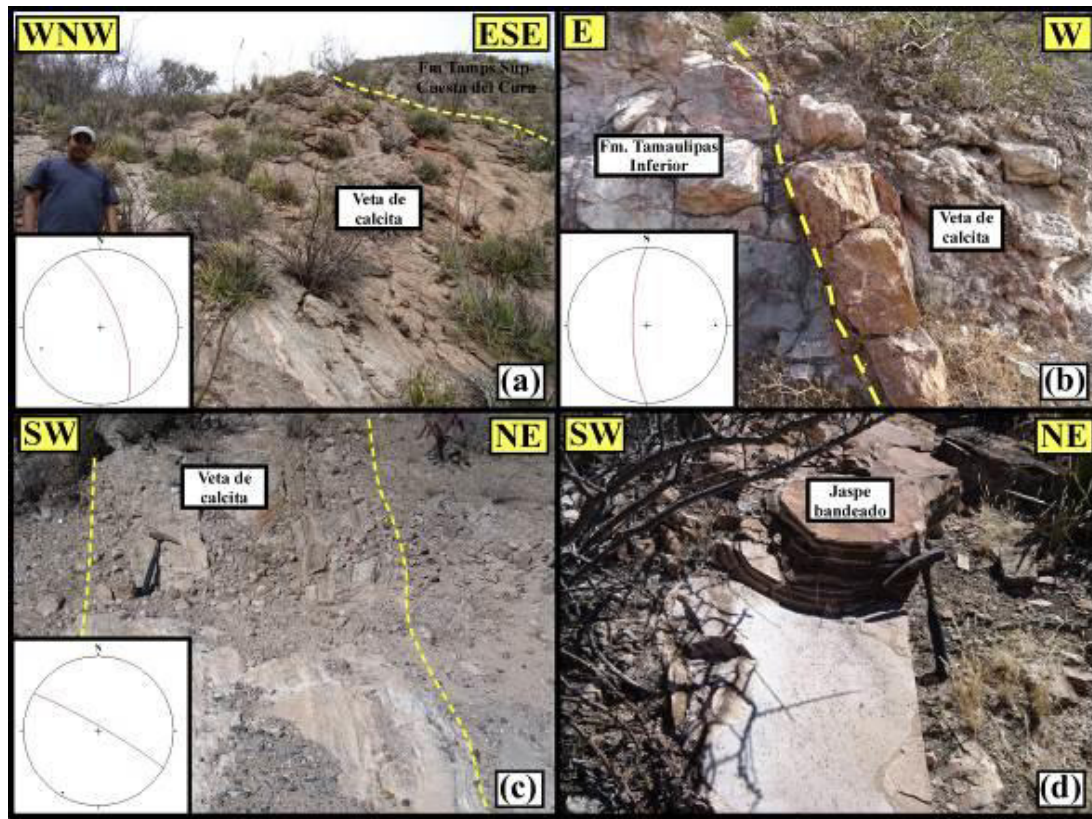


Figura 5.15.- (a) Zona de afloramiento de veta de calcita que corta discordantemente a rocas calcáreas de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura en la zona SE del área de estudio (CMD: 340/70). (b) Veta de calcita que corta a la Formación Tamaulipas Inferior al sur del intrusivo “La Esperanza” (CMD: 180/80). (c) Estructura vetiforme de calcita aforando en la parte central del área de estudio (CMD: 300/85); (d) zona de mineralización de sílice bandeado en las cercanías a la veta de calcita.

5.2.4 Foliación

En el área del CIV afloran rocas sedimentarias que presentan desarrollo de foliación importante; en su mayoría estas unidades se encuentran en las aureolas de contacto de los intrusivos. Así mismo, algunas de las rocas ígneas que afloran en la zona presentan también el desarrollo de foliación (en este caso magmática), la cual está definida por el arreglo preferencial de minerales ígneos primarios.

En la zona SW del área de estudio, dentro de la aureola de contacto del intrusivo “La Esperanza”, la Formación Tamaulipas Inferior se presenta intensamente foliada. Sobre los planos de foliación es evidente el desarrollo de mineralización, la cual presenta un estado de oxidación avanzado. En general, la foliación presenta dirección ~E-W e inclinación de 15-20° al Sur (Figura 5.16).

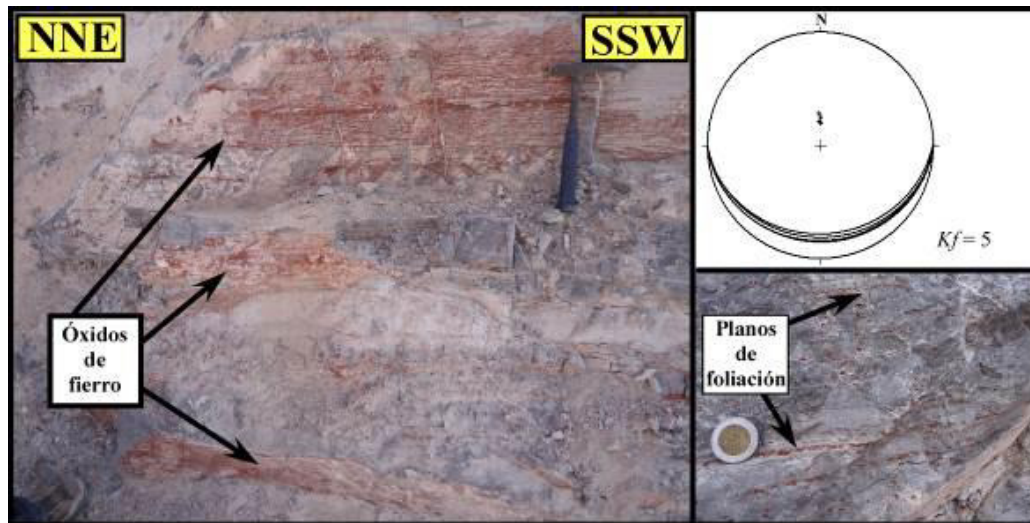


Figura 5.16.- Planos de foliación donde se observa la presencia de precipitación de minerales con avanzado estado de oxidación, nótese el control estructural de la mineralización en esta zona (localidad: La Esperanza). La red estereográfica ilustra la actitud de la foliación en la zona.

En la zona NW del área de estudio, también dentro de la aureola de contacto del intrusivo “La Esperanza”, la Formación Tamaulipas Inferior se encuentra intensamente metamorfizada y foliada, generándose planos de foliación que rompen y disgregan a fragmentos de pedernal en la roca. El desarrollo de la foliación en esta zona condiciona la generación de estructuras aboudinadas, así como estructuras tipo “tableta de chocolate”, generadas por el contraste mecánico entre los nódulos y bandas de pedernal, la caliza y vetillas de calcita (Figura 5.17).

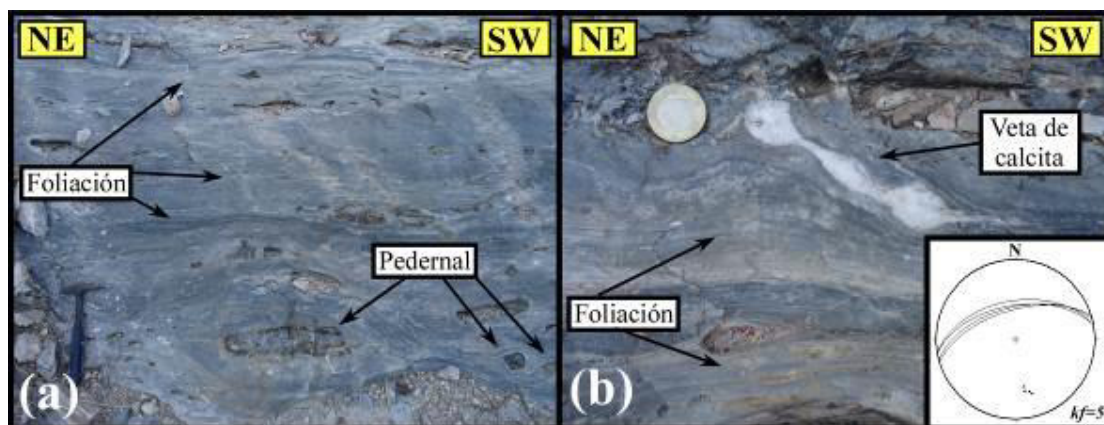


Figura 5.17.- (a) Planos de foliación afectando a caliza y pedernal de la Formación Tamaulipas Inferior, nótese como la foliación extrangula a los fragmentos de pedernal. **(b)** Vetilla de calcita aboudinada debido a la intensa foliación; en la red de *Schmidt* se muestran la dirección general de la foliación en la zona (Localidad: La Esperanza).

Al NE del intrusivo “La Esperanza” afloran un conjunto de estructuras de escala decimétrica, las cuales se presentan en forma de: pliegues ptigmáticos y *pinch and swells*, generados por el contraste mecánico entre bandas de pedernal y caliza; así como fracturas de cizalla conjugadas, afectando a rocas marmolizadas de la Formación Tamaulipas Inferior (Figura 5.18). La actitud que presentan estas estructuras permite definir una dirección de empuje desde el SE, dirección hacia donde se presenta el intrusivo. El intenso aplastamiento de la secuencia en esta zona, propicio el adelgazamiento de los estratos de la Formación Tamaulipas Inferior en esta zona.



Figura 5.18.- Afloramiento de la Formación Tamaulipas Inferior, ocurren estructuras que evidencian acortamiento en dirección SE, desde el intrusivo La Esperanza (Localidad: La Esperanza).

Los intrusivos presentan desarrollo de foliación por flujo magmático en distinta intensidad. En el caso del intrusivo “La Aplita”, un dique que aflora en la zona NE del área de estudio, presenta foliación paralela al contacto de este cuerpo con su roca encajonante, presentando una dirección promedio CMD $150^{\circ}/85^{\circ}$ (Figura 5.19a). Microscópicamente, esta foliación magmática está representada por el alineamiento de microcristales de cuarzo elongado, que envuelven a xenolitos presentes en la aplita (Figura 5.19b).

También, en su zona SE, cerca del contacto con la roca encajonante, el intrusivo “Velardeña” exhibe desarrollo de foliación magmática incipiente, la cual presenta dirección general CMD 040°/60°, paralela al contacto (Figura 5.19c). En la zona norte del intrusivo “La Esperanza” también se presenta el desarrollo incipiente de foliación magmática, cerca del contacto con la roca encajonante; en general la foliación se presenta sub-paralela al contacto (CMD: 175°/15°) entre el intrusivo y la roca encajonante (Figura 5.19d).

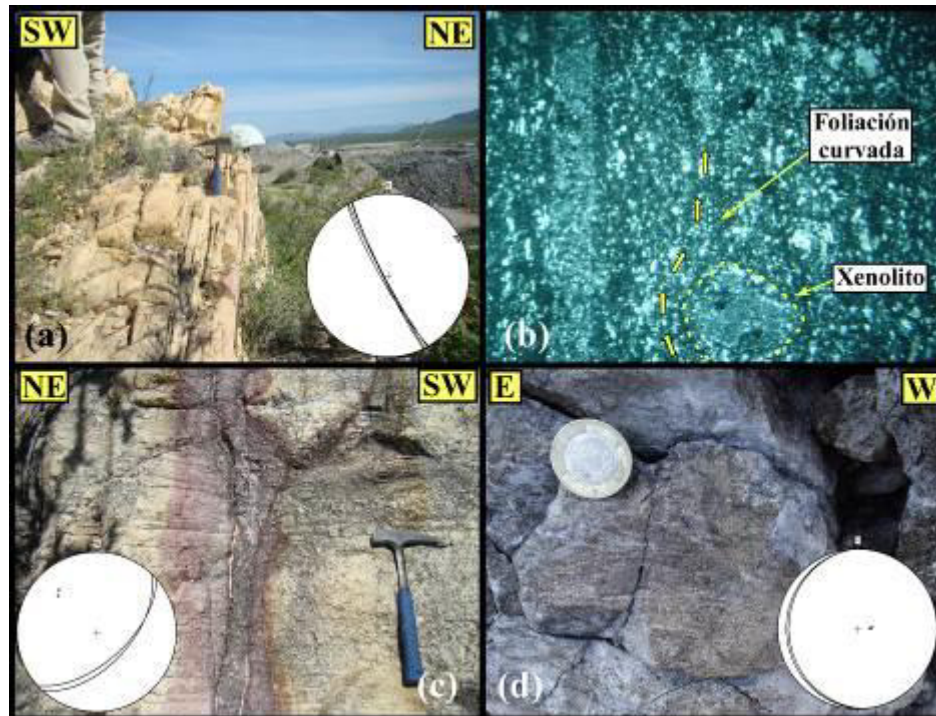


Figura 5.19.- (a) Planos de foliación magmática en la zona SE del intrusivo “La Aplita” y red de Schmidt donde se ilustra el sentido de la misma, (b) fotomicrografía donde se muestra un xenolito y como la foliación esta curvada envolviéndolo. (c) Foliación magmática incipiente en la zona SE del intrusivo “Velardeña”, y red de Schmidt con la foliación graficada. (d) Foliación magmática incipiente en la zona norte del intrusivo “La Esperanza” y red de Schmidt donde se ilustra la dirección de la misma.

5.2.5 Secciones geológicas

Para la zona del CIV se realizaron tres secciones geológico-estructurales con la finalidad de identificar las estructuras principales que afloran en el área, así como la relación geométrica que guardan de estas y los cuerpos ígneos que ocurren en la zona (ANEXO I).

5.2.5.1 Sección geológica A-A'

En la sección A-A' se ilustra la interpretación de las estructuras principales que afloran desde la zona de “La Industria” en la porción SW del CIV, hasta Velardeña en la porción NE (Figura 5.20). En esta sección se observa que en la zona SW existen dos fallas normales inclinadas al NE, cuyo desarrollo afectó a las rocas de la Formación Caracol, y basculan a conglomerado de la Formación Ahuichila. Posteriormente, se presentan las formaciones Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, la Peña y Tamaulipas Inferior, inclinadas al SW, las cuales son intrusionadas por la cuarzomonzodiorita “La Esperanza”. En la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura se presenta plegamiento con plano axial subhorizontal, vergente hacia el SW. En la parte central se presenta una depresión topográfica con bloques basculados en distintas direcciones; y posteriormente, se presentan de nuevo a las unidades cretácicas, basculadas hacia el NE. En la zona noreste aflora el intrusivo Velardeña, el cual generó plegamiento en la roca encajonante. También, en esta misma zona, se presenta una falla normal que desplazó a la Formación Caracol-Indidura, que a su vez está intrusionada por el intrusivo “La Aplita”, el cual está afectado por una falla normal de bajo ángulo.



Figura 5.20.- Sección geológica A-A' que muestra las estructuras presentes en la parte central del CIV.

5.2.5.2 Sección geológica B-B'

Esta sección geológica de 3.7 km de longitud en dirección W-E, ilustra las estructuras que afloran en la parte norte del CIV (Figura 5.21). En el extremo W de la sección se muestra una falla dextral con componente normal que desplaza a la secuencia sedimentaria cretácica (formaciones: Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, La Peña y Tamaulipas Inferior); esta falla corta el flanco de un pliegue anticlinal de plano axial

subvertical y eje con inmersión hacia el norte. En la zona E de la sección, se presenta al intrusivo Velardeña, que corta al pliegue antes descrito en su flanco oriental, y a su vez genera plegamiento significativo en la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura. Posteriormente, en el extremo E se presenta una falla normal inclinada hacia el NE, en el bloque de techo se presenta la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, cortada a su vez por un dique aplítico.

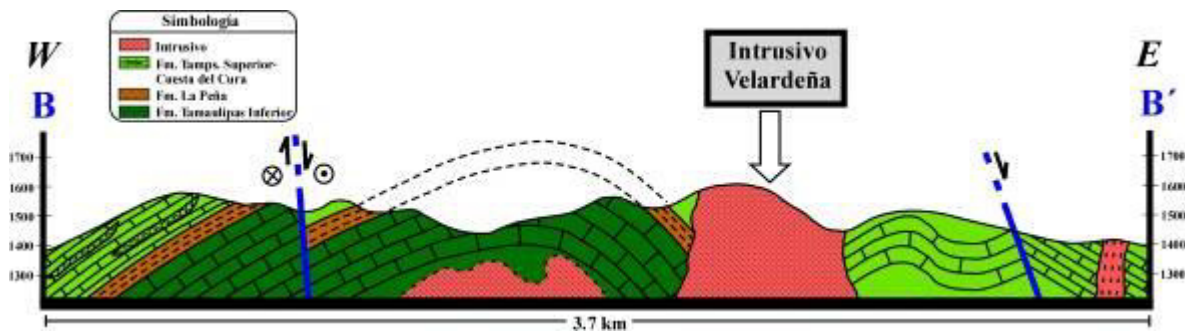


Figura 5.21.- Sección geológica B-B' que muestra las estructuras presentes en la parte norte del CIV.

5.2.5.3 Sección geológica C-C'

La sección C-C' tiene una longitud de 3.8 km y muestra las estructuras que afloran en la zona oriental del CIV (Figura 5.22). En la zona SSE se ilustra a la falla "Buena Vista" en cuyo bloque de piso aflora la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, donde se desarrolló plegamiento importante con vergencia al NNW; subyaciendo a esta unidad se presentan las formaciones La Peña y Tamaulipas Inferior. Esta última está en contacto por falla con la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura. En el bloque de piso, la Formación la Peña desarrolló plegamiento importante tipo chevron. Posteriormente, se presenta una falla normal en las inmediaciones del cerro "La Pedrera"; esta falla desplaza a la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura y la pone en contacto mecánico con la Formación La Peña. En el extremo NE, se presenta el stock "Velardeña" con un apófisis, el cual intruiona a rocas plegadas de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, este plegamiento cambia su longitud de onda de menor a mayor conforme nos alejamos del contacto plutón-roca encajonante. Posteriormente, se ilustra a la veta-falla de calcita, que presenta cinemática normal, con bloque de techo cayendo al NE. Al final de la sección se

ilustra a un dique aplítico, el cual corta a los pliegues desarrollados en el borde del intrusivo.

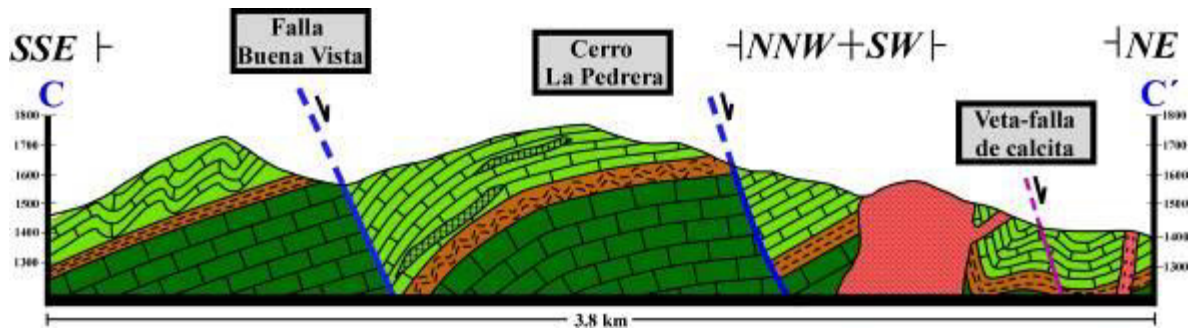


Figura 5.22.- Sección geológica C-C' que muestra las estructuras presentes en la parte oriental del CIV.

5.3 COMPLEJO INTRUSIVO PEÑÓN BLANCO (CIPB)

El CIPB está localizado en la terminación NW de la Sierra “El Yerbanís”. La cartografía geológica realizada en la zona permitió identificar distintas estructuras que sirvieron como base para establecer relaciones temporales entre el emplazamiento del intrusivo “Peñón Blanco” y los procesos de deformación regional que afectaron este sitio en el pasado geológico (Figura 5.23). También, algunas de estas estructuras fueron útiles para interpretar los mecanismos de emplazamiento de magmas que operaron en la zona.

A continuación, se presenta una descripción de las estructuras más importantes localizadas en ésta área de estudio.

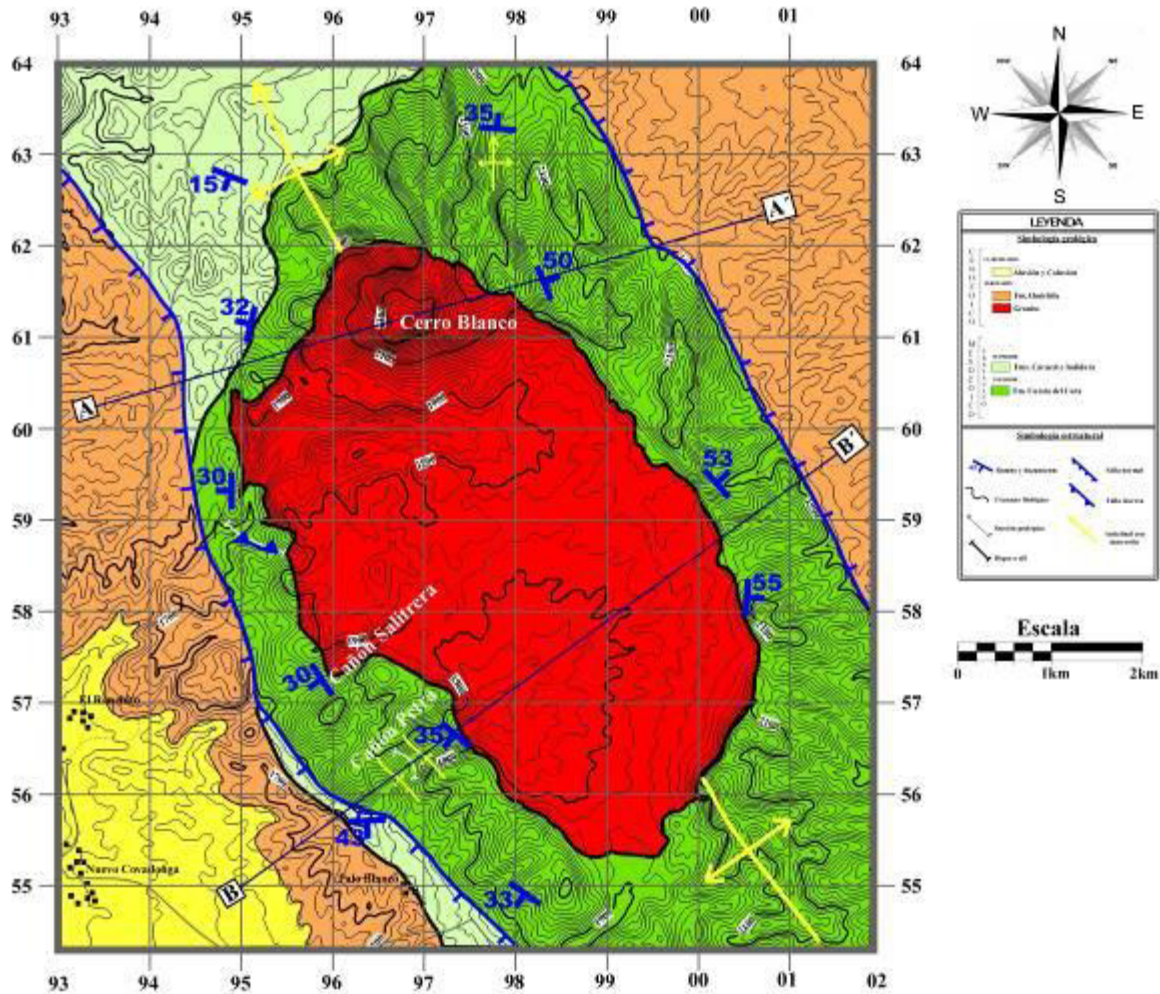


Figura 5.23.-Mapa geológico-estructural donde se muestran las principales estructuras que afloran en el Complejo Intrusivo de Peñón Blanco.

5.3.1 Pliegues

En la zona del CIPB el plegamiento mesoscópico es subordinado, pero a escala regional puede definirse la existencia de un pliegue anticlinal mayor denominado anticlinal “El Yerbánis”, el cual con base en la actitud de la estratificación y la distribución de la estratigrafía en la zona, se define como un pliegue anticlinal, cuyo plano axial presenta rumbo NW-SE, y buzamiento hacia el SW; indicando transporte tectónico al NE (Figura 5.24). El anticlinal “El Yerbánis” es la estructura más importante en el área de estudio, debido a que permitió determinar la relación temporal, entre el emplazamiento del intrusivo Peñón Blanco y la deformación regional presente en la zona. Este pliegue contiene a todas las formaciones geológicas cretácicas que afloran en la zona; en su núcleo

se encuentra emplazado el intrusivo “Peñón Blanco”, que esta encajonado por la Formación Cuesta del Cura, siendo la unidad más antigua que aflora en el área y la que constituye el núcleo de este anticlinal. En los flancos del pliegue afloran las formaciones Indidura y Caracol, afectadas por fallamiento normal con dirección NW-SE; además de estar cubiertas discordantemente por el conglomerado de la Formación Ahuichila, también cortada por el fallamiento normal pero sin evidencias de deformación contraccional.

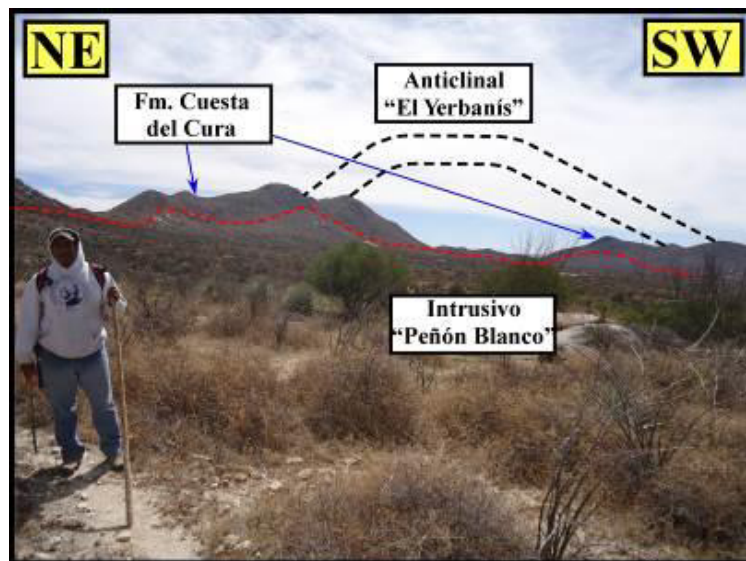


Figura 5.24.- Imagen panorámica donde se muestra al anticlinal “El Yerbánis”; así como al intrusivo Peñón Blanco emplazado en el núcleo del pliegue.

En la zona NW, cerca del contacto entre la Formación Cuesta del Cura y el intrusivo “Peñón Blanco”, existe plegamiento a escala métrica, representado por un anticlinal con eje sub-horizontal y plano axial ligeramente inclinado hacia el SW, en los flancos se presenta el desarrollo de foliación penetrativa y estructuras de disolución por presión en rocas arcillosas y carbonatadas de la Formación Cuesta del Cura (Figura 5.25 a y b). También, en la zona SW, aflora un conjunto de pliegues de escala centimétrica, desarrollados en pedernal de la Formación Cuesta del Cura, los cuales en general marcan transporte tectónico NE (Figura 5.25c y d). Además de lo anterior, según la actitud de la estratificación en esta zona, se interpreta la existencia de pliegues amplios con longitud de onda de varias decenas de metros, ilustrados en el mapa geológico y la sección B-B’.

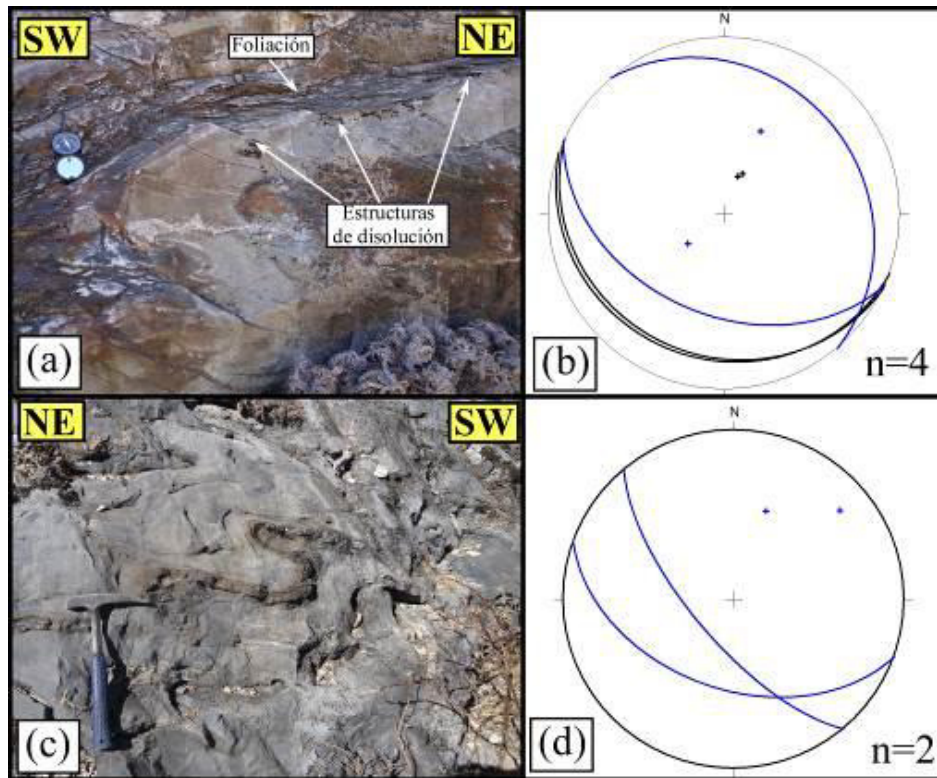


Figura 5.25.- (a) Pliegue anticlinal en la Formación Cuesta del Cura donde se presentan planos de foliación y de disolución por presión, (b) red estereográfica donde se representan los flancos que definen al pliegue (líneas azules) y a la foliación (líneas negras). (c) Plegamiento centimétrico indicando transporte tectónico hacia el NE, y (d) red estereográfica representando el plegamiento (Localidad: Cañón Petra). Ambos pliegues muestran inmersión hacia el SE.

5.3.2 Fallas

En los flancos SW y NE del anticlinal “El Yerbanís” existe fallamiento normal a gran escala. En el flanco SW aflora una brecha de falla con un espesor de 6m y una traza de 4 km que presenta cinemática normal (Figura 5.26; ANEXO II). En esta falla se presenta una zona de brecha de falla con ~6 m de espesor, la cual presenta rumbo general NW-SE y bloque de techo caído al SW. En el bloque de piso de esta falla aflora la Formación Cuesta del Cura, mientras que en el bloque de techo se presenta la Formación Caracol. Dentro de esta zona de cizalla se presentan estructuras que indican la cinemática de la misma, distinguiéndose: estructuras sigmoidales y planos estriados (Figura 5.26a, b). La dirección del plano principal de la falla es de $130^{\circ}/70^{\circ}$ *pitch* 80° SW (Figura 5.26 c, d).

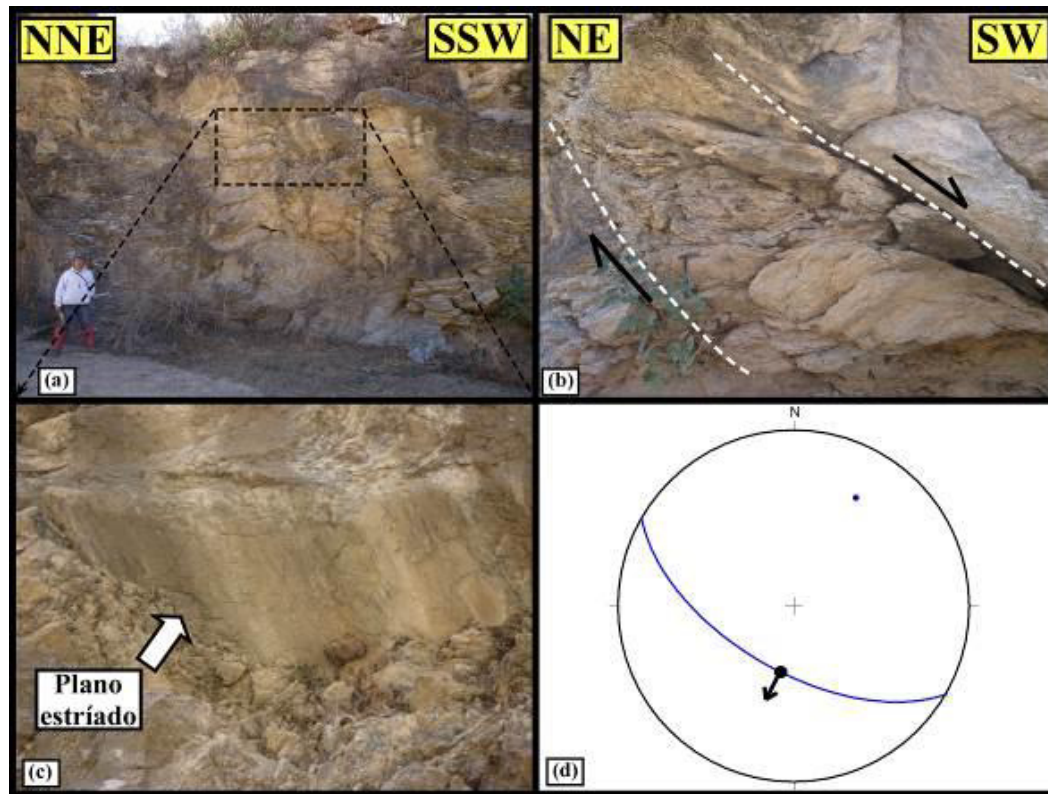


Figura 5.26.- (a) Afloramiento de la falla normal localizada en la parte SW del anticlinal “El Yerbanís”, (b) estructuras sigmoidales indicando el sentido de movimiento de bloques involucrados en la falla. (c) Acercamiento de un plano estriado que indica el sentido de movimiento de bloques y, (d) Red de Schmidt donde se grafica la actitud de la falla y la dirección de movimiento de los bloques involucrados en esta (CMD $130^{\circ}/70^{\circ}$ *pitch* 80° SW).

En la zona NW del área del CIPB, cerca del contacto con el intrusivo, aflora una falla inversa de bajo ángulo. Esta falla desplaza a un dique granítico, y lo yuxtapone sobre rocas calcáreas de la Formación Cuesta del Cura (5.27a, b). En general la falla presenta rumbo E-W y se inclina suavemente hacia el norte, en dirección hacia el intrusivo Peñón Blanco. Además, esta zona de cizalla presenta el desarrollo de una brecha de falla con ~10-40 cm de espesor; así como estructuras que indican el sentido de movimiento de bloques (estructuras de libros rotados; Figura 5.27 c), así como estrías con *pitch* 85° SSE.

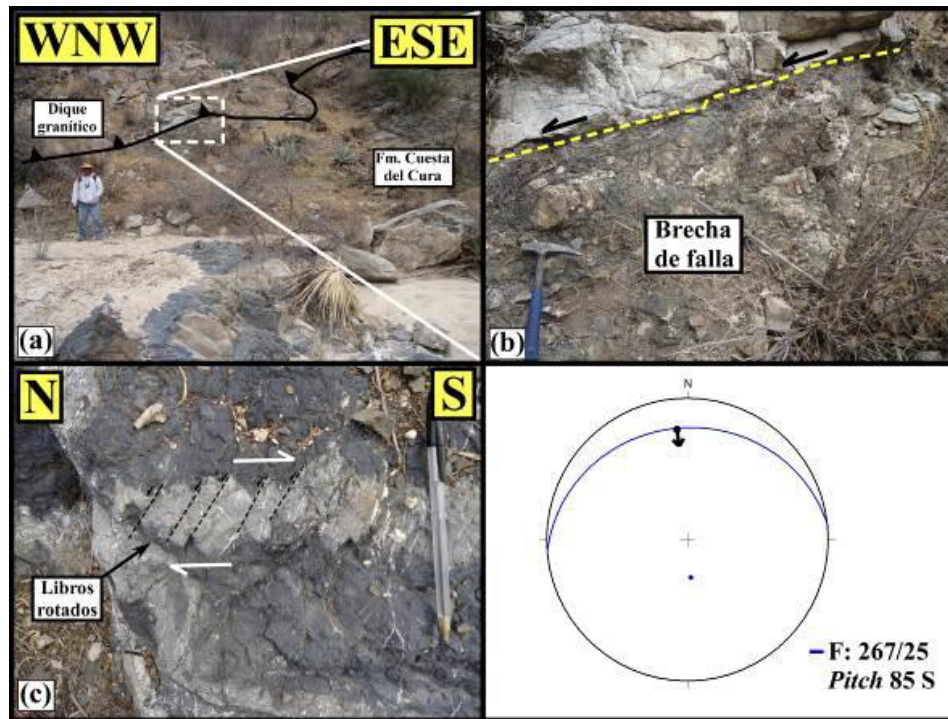


Figura 5.27.- (a) Afloramiento de falla inversa que corta a dique granítico en el NW del área de estudio; (b) acercamiento donde se observa la zona de brecha de falla; (c) estructura de libros rotados indicando el sentido de cizalla. La red estereográfica muestra el plano de falla y la dirección de la estría.

En la zona NW, también en la periferia del intrusivo, aflora un dique granítico el cual conecta a un *sill* de la misma composición con el intrusivo Peñón Blanco. Este dique parece estar aprovechando una superficie de falla previa, la cual acomoda desplazamiento lateral con componente normal dentro de rocas metamorfizadas de la Formación Cuesta del Cura (Figura 5.28a, b, c). En esta zona, además, se observan diques que se ramifican en forma de *sills*, se considera que explotan fracturas preexistentes y superficies entre contactos litológicos, los cuales a su vez se intersectan con el intrusivo (Figura 5.28d).

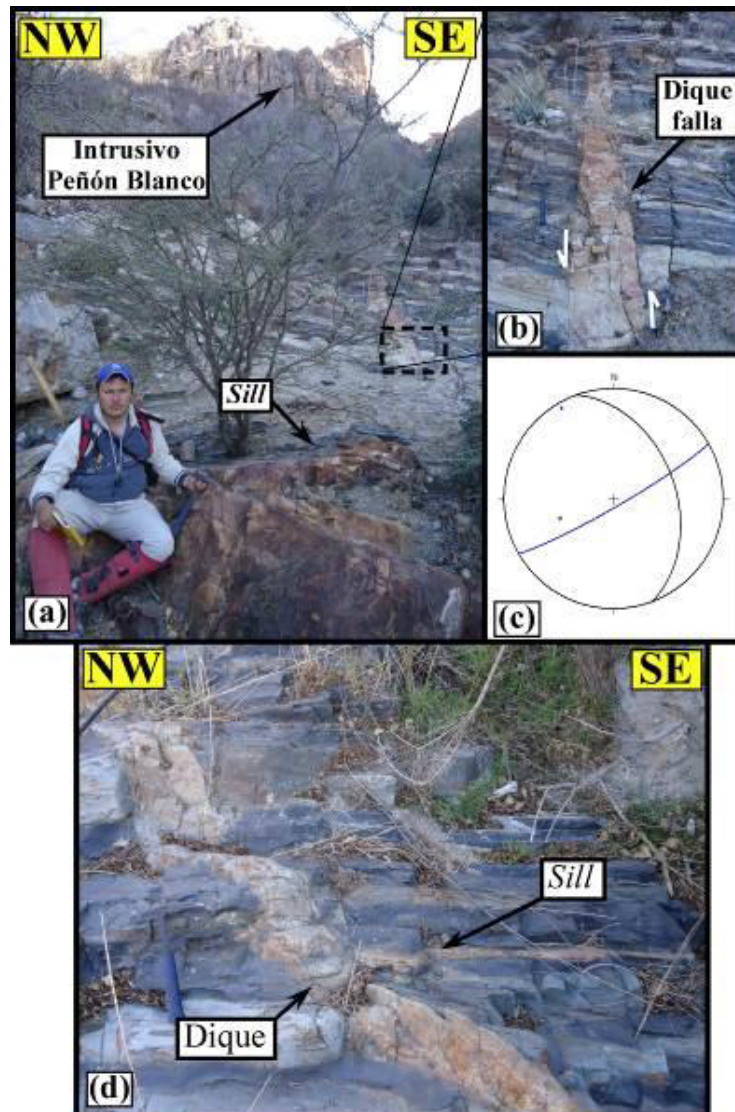


Figura 5.28.- (a) Afloramiento de dique falla y sill interconectados, (b) acercamiento donde se observa al dique emplazado en una zona de movimiento de bloques, (c) red estereográfica donde se muestra al dique-falla (línea azul) y al sill (línea negra) graníticos. (d) Afloramiento donde se presenta la ramificación de un sill, desde un dique que se encuentra conectado con el intrusivo “Peñón Blanco”.

5.3.3 Foliación

El desarrollo de foliación en el CIPB está principalmente localizado en la aureola de contacto del intrusivo Peñón Blanco, así como dentro del mismo intrusivo. Un ejemplo de esto ocurre en la zona SW, donde aflora marga y lutita metamorfizada pertenecientes a la Formación Cuesta del Cura, intrusionadas por un sill de composición granítica (Figura 5.29a, b). En estas rocas se presenta el desarrollo de foliación penetrativa, que afecta

también al *sill*; la cual presenta dirección general $140^{\circ}/20^{\circ}$ CMD (Figura 5.29 c). En algunas pequeñas ramificaciones del *sill* se presenta el desarrollo de estructuras tipo *pinch and swell*, indicando una dirección de compresión paralela a la que desarrolló la foliación en la roca encajonante. Además, algunas zonas de la superficie de contacto de este intrusivo con la roca encajonante es ondulante y está fuertemente deformada. El análisis petrográfico de una muestra tomada del *sill* reveló que la roca fue intensamente deformada, presentando bandas de recrystalización de cuarzo y la elongación extrema de los cristales de biotita paralelos a los planos de recrystalización, los cuales rodean a fenocristales residuales de plagioclasa y feldespato alcalino, los cuales a su vez se encuentran deformados, presentando extinción ondulante (Figura 5.29 d).

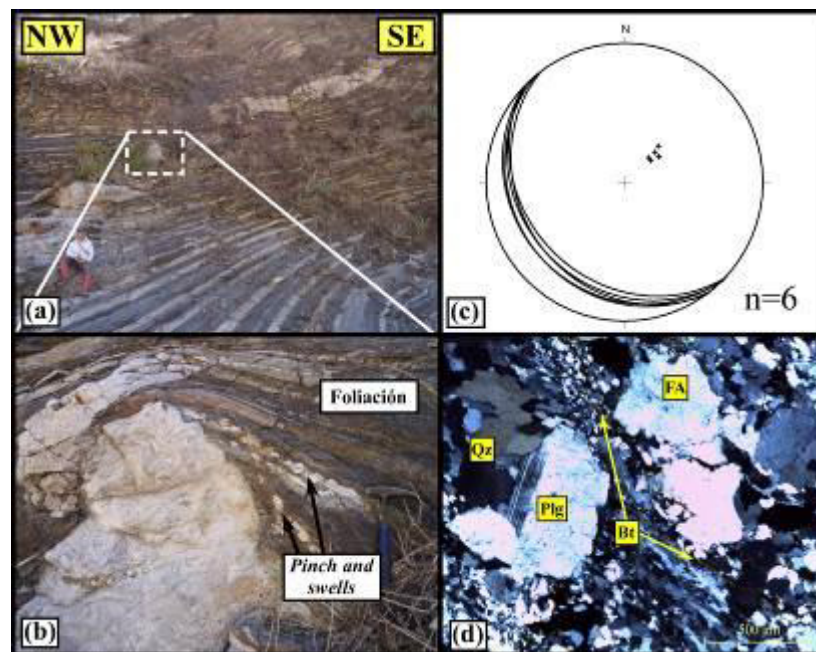


Figura 5.29.- (a) Afloramiento de *sill* granítico emplazado en la Formación Cuesta del Cura, (b) acercamiento donde se observan las estructuras de *pinch and swells* en sills de escala centimétrica en el borde del intrusivo; (c) red estereográfica que ilustra la actitud de la foliación y, (d) microfotografía donde se observa a los fenocristales residuales que conforman la roca; nótese la intensa recrystalización que ocurre en la periferia de los fenocristales, así como la elongación extrema que presenta la biotita.

Dentro del intrusivo “Peñón Blanco”, especialmente en la zona cercana al contacto con la roca encajonante, existe el desarrollo de foliación magmática incipiente, representada por el alineamiento de cristales de feldespato alcalino. En la zona NE, la

foliación presenta dirección $190^{\circ}/25^{\circ}$ CMD (Figura 5.30a, b); mientras que en la zona SW se presenta con $130^{\circ}/15^{\circ}$ CMD, subparalela a la generada en la roca encajonante; así como al contacto entre esta y el intrusivo (Figura 5.30c y d). La foliación magmática no es del todo clara, ya que la textura granuda que presenta la roca no permitió el acomodo de los minerales debido a la ausencia de espacio, a diferencia de lo que sucede con fenocristales de rocas con textura porfídica.

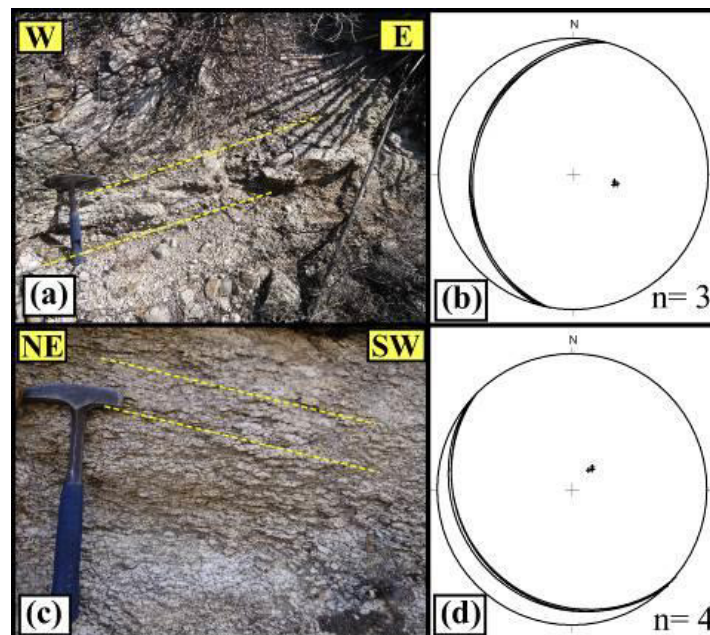


Figura 5.30.- Imágenes donde se muestra el desarrollo de foliación magmática (**a y c**). Redes estereográficas donde se muestra la actitud de la foliación de la zona NE (**b y d**) y la zona SW del CIPB.

5.3.4 Secciones geológicas

En el área del CIPB se realizaron dos secciones geológicas con el fin de ilustrar la disposición estructural de la secuencia estratigráfica, así como las estructuras tectónicas e ígneas principales que afloran en la zona. A continuación, se describe cada una de estas secciones:

5.3.4.1 Sección geológica A-A'

En esta sección, de dirección WSW-ENE se ilustran las principales estructuras que afloran en la parte norte del CIPB (Figura 5.31). En el extremo WSW aflora la Formación

Ahuichila en el bloque de techo de una falla normal, en el bloque de piso afloran las formaciones Caracol-Indidura y Cuesta del Cura, inclinadas hacia el WSW, formando parte del flanco trasero de una pliegue anticlinal regional denominado anticlinal “El Yerbanís”; posteriormente, en el flanco trasero y núcleo del anticlinal, se encuentra emplazado el intrusivo granítico de “Peñón Blanco”. En el flanco frontal del anticlinal aflora la Formación Cuesta del Cura, que también forma parte del bloque de piso de una falla normal regional que presenta inclinación hacia ENE; en el bloque de techo aflora la Formación Ahuichila.

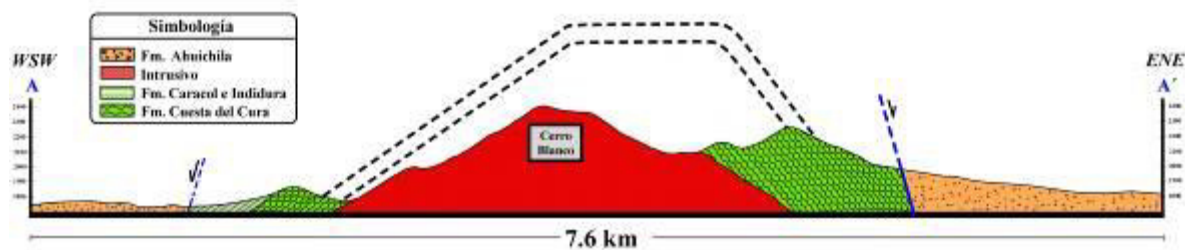


Figura 5.31.- Sección geológica A-A' que ilustra las estructuras principales que afloran en la porción norte del CIPB.

5.3.4.2 Sección geológica B-B'

Esta sección geológica de 8.1 km de longitud y dirección NE-SW, se muestran las estructuras que afloran en la zona sur del CIPB (Figura 5.32). En el extremo SW de la sección aflora la Formación Ahuichila, cubierta discordantemente por material aluvial; posteriormente, aflora la Formación Caracol que está cubierta también, de manera discordante, por el conglomerado Ahuichila, ambas localizadas en el bloque de techo de una falla normal de escala regional, inclinada hacia el SW. Posteriormente, la sección muestra las estructuras localizadas en el cañón Petra, donde aflora la Formación Cuesta del Cura, afectada por el emplazamiento de diques de composición granítica; así como por el desarrollo de plegamiento amplio desde su contacto con el intrusivo. Posteriormente, en la sección se aprecia al intrusivo Peñón Blanco, representado por una zona topográficamente baja (relieve invertido), emplazado en el núcleo del anticlinal “El Yerbanís”. Después, en el extremo NE de la sección, aflora la Formación Cuesta del Cura, la cual constriñe al flanco

frontal del anticlinal regional, que a su vez se encuentra roto y desplazado por una falla normal que presenta a la Formación Ahuichila en el bloque de techo.

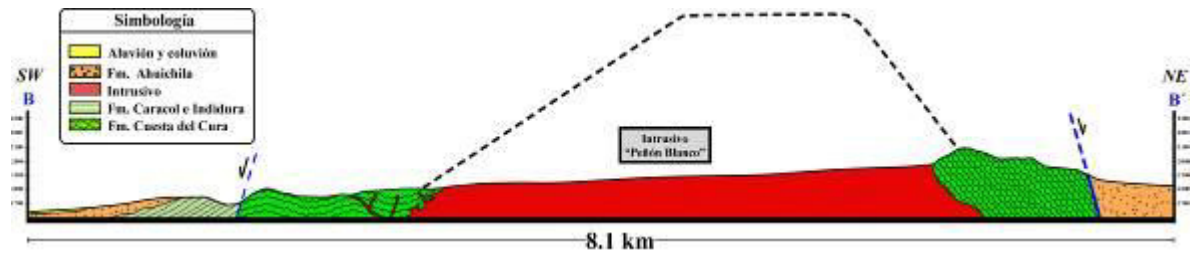


Figura 5.32.- Sección geológica B-B' que ilustra las estructuras principales que afloran en la porción sur del CIPB.

CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN

6.1 INTRODUCCIÓN

El análisis geológico-estructural en aureolas de contacto de cuerpos intrusivos es de gran importancia para establecer mecanismos de ascenso y emplazamiento de magmas. Cuando los intrusivos ocurren en zonas con evidencias de deformación regional (*e.g.*, cinturones plegados y cabalgados), la combinación del análisis estructural y geocronológico, es una herramienta importante que auxilia en la determinación de la relación de emplazamiento entre los cuerpos intrusivos y la deformación regional; es decir: (i) para el caso donde los intrusivos se emplazan antes de la deformación (pre-tectónicos), la edad radiométrica del intrusivo indica la edad mínima de la deformación regional; (ii) en el caso donde los intrusivos se emplazan contemporáneamente al desarrollo de estructuras regionales (sin-tectónicos), la edad del intrusivo indica la edad de la deformación en la zona; (iii) el tercer caso, es cuando el emplazamiento de intrusivos es posterior al evento de deformación regional (pos-tectónicos), donde la edad de los intrusivos representa la edad máxima que pudo alcanzar dicha deformación (Paterson *et al.*, 1991).

Durante el trabajo de campo de la presente tesis se realizó la cartografía a detalle en las zonas del Complejo Intrusivo Velardeña (CIV) y el Complejo Intrusivo Peñón Blanco (CIPB); emplazados en el transpaís del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental. Específicamente, el CIV se localiza entre el límite suroeste del Sector Transversal de Parras y la Mesa Central, cerca del cambio de rumbo de los ejes de pliegues que generan el receso de Torreón, en su parte interna. Por su parte, el CIPB se localiza en la frontera entre la Sierra Madre Oriental (límite sur del sector Transversal de Parras) y la zona norte de la provincia extensional de la Mesa Central (Figura 6.1).



Figura 6.1.- Imagen regional donde se ilustran los rasgos tectónicos principales que constriñen la geomorfología donde afloran los complejos intrusivos en estudio; las líneas naranjas indican la dirección de los pliegues cercanos a las zonas de estudio. 1: Torreón, Coah; 2: Nanzas, Dgo; CIV: Complejo Intrusivo Velardeña; CIPB: Complejo Intrusivo Peñón Blanco; LST: Lineamiento San Tiburcio.

6.2 INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO INTRUSIVO VELARDEÑA

En la zona del CIV afloran un conjunto de rasgos estructurales que permitieron definir a la estructura principal de la Sierra de Santa María como un domo. También, estas estructuras sirvieron como base para establecer los mecanismos que operaron en la generación del espacio para el emplazamiento de los intrusivos que integran al CIV.

A continuación, se presenta la interpretación de las estructuras principales que afloran en la zona del CIV.

6.2.1 Pliegues

En la escala de centenas de metros: En la zona del CIV existen varias áreas con plegamiento importante, tal como ocurre en la porción norte, donde aflora el anticlinal “La Esperanza”, de rumbo N-S e inmersión hacia el norte, el cual por su relación con uno de los intrusivos principales dentro del domo, se interpreta que fue generado por acortamiento horizontal asociado al emplazamiento del intrusivo “La Esperanza”, el cual muestra un

paralelismo con el pliegue, dirección N-S. Esta interpretación es reforzada por la actitud de las capas, que siguen el contorno del intrusivo (ANEXO I).

En la escala de metros a decenas de metros: En la zona de La Industria se desarrollaron pliegues en la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, que son ilustrados en la sección geológica A-A' (ANEXO I); estas estructuras muestran dirección de transporte hacia el SW, similar a la dirección de buzamiento de la estratificación en la zona. Con base en las características del plegamiento y su localización en la periferia de la Sierra de Santa María, se interpreta que fueron generados por cizalla entre capas con distinto grado de competencia mecánica, lo cual debió ocurrir por deslizamiento flexural durante el levantamiento de la estructura cómica del CIV. En el caso del conjunto de pliegues con dirección de transporte hacia el NW que afloran en el bloque de piso de la falla “Vista Hermosa” (ilustrados en la sección C-C'; ANEXO I), se interpreta que estos fueron generados por cizalla capa a capa durante el levantamiento producido por la inyección del magma que generó a los intrusivos que afloran en la zona, y que posteriormente fueron exhumados por la falla, esta interpretación se basa en la actitud de los pliegues, que indican transporte hacia el NW, que es incongruente con el transporte tectónico general propuesto para la generación de los pliegues de la SMO. Este tipo de plegamiento también fue reconocido en la zona NE del CIV, donde afloran pliegues tipo *chevron* afectando a la Formación La Peña, en las cercanías con el intrusivo “Velardeña”.

En la zona NE, cerca del poblado Velardeña, aflora también un conjunto de pliegues ilustrados en las tres secciones geológicas de la zona, los cuales se interpreta fueron generados por deformación dúctil asociada al emplazamiento del intrusivo “Velardeña”; esta interpretación se fundamenta en la geometría que presentan los pliegues, ya que cerca del contacto intrusivo-roca encajonante, se presentan como pliegues apretados con plano axial subvertical, tornándose más abiertos hasta suaves lejos del intrusivo, lo cual es típico de pliegues generados por emplazamiento.

Los afloramientos de pliegues en la zona, con diferente geometría y dirección de transporte, dispuestos de manera periférica a la Sierra Santa María, permiten inferir que

este plegamiento fue generado durante levantamiento vertical (*doming*), y posterior deslizamiento flexural capa a capa, que acomodó deformación frágil-dúctil relacionada al empuje ejercido por el magma para generar espacio y emplazarse. La ocurrencia de *doming* en la zona es también reforzada por la forma semicircular de la Sierra de Santa María (estructura dómica), así como por el afloramiento de planos de estratificación con superficies estilolíticas degolladas, las cuales evidencian procesos de cizalla capa a capa hacia afuera del domo (Figura 6.2a).

6.2.2 Fallas y vetas

En la zona del CIV afloran un conjunto de fallas que permitieron identificar desplazamientos importantes de bloques en la zona, estas fallas están localizadas en toda la periferia del domo, presentando saltos desde centímetros, hasta centenas de metros. Un ejemplo de estas es la falla “Vista Hermosa”, ilustrada en la sección geológica C-C’ (ANEXO I), que presenta cinemática normal, poniendo en contacto a las formaciones Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura y Tamaulipas Inferior. La actitud, cinemática y la presencia de hidrotermalismo sobre su traza, así como en fallas secundarias que afloran en la zona, sugieren que esta estructura debió formarse como producto de extensión generada por levantamiento de techo en la parte alta del domo.

Por otro lado, durante el desarrollo del *doming* debió desarrollarse también la falla normal del cerro “La Pedrera”, que es sintética a la falla “Vista Hermosa”. Otra estructura de este tipo es la falla “Velardeña” cuya cinemática y posición, indican extensión hacia el norte de la veta falla de calcita, una estructura que desplaza a rocas de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, así como a un dique menor que se ramifica desde el intrusivo “Velardeña”. La relación de corte entre la veta falla de calcita y el intrusivo, demuestra que esta estructura debió formarse en las últimas etapas de emplazamiento del intrusivo, donde ocurrió movimiento vertical que involucró el levantamiento de bloques, similar a lo que ocurre durante el emplazamiento de lacolitos tipo pistón.

En la zona del intrusivo “La Esperanza” también ocurren fallas de rumbo importantes, la más sobresaliente por sus dimensiones corresponde a una falla dextral con

componente normal subordinada que corta el flanco occidental del anticlinal “La Esperanza” (sección geológica B-B’; ANEXO I). Según su cinemática y la relación que guarda con el intrusivo (propagación desde la zona de contacto), se interpreta que esta falla es producto de desplazamiento lateral de la pared del intrusivo, la cual generó espacio para el emplazamiento del magma. Esta zona de debilidad también fue aprovechada por fluidos hidrotermales que dieron lugar a la precipitación de vetas de calcita, así como el desarrollo de oxidación incipiente en la zona de falla, probablemente por hidrotermalismo. Cerca de esta zona, así como en la parte sur del intrusivo, ocurren un conjunto de fallas normales y fracturas sub-verticales, que sugieren también la operación de levantamiento vertical del techo a escala local en el intrusivo “La Esperanza”.

En el intrusivo “La Aplita” se presenta fallamiento importante que generó zonas de brecha de falla de hasta 0.6 m de espesor. Debido al tipo de litología, las fallas desarrollaron fracturas tipo Riedel que se preservan claramente en los bordes de las fallas. La ocurrencia de este fallamiento estuvo acompañada de hidrotermalismo tardío, lo que indica co-actividad del fallamiento y la intrusión de magmas que generaron los fluidos hidrotermales en la zona. Esta situación también se presenta en el intrusivo “La Industria”, donde existe el desarrollo de fracturas y fallas (de menor magnitud) por donde se canalizaron fluidos hidrotermales, cuya circulación imprimió en la roca una alteración semipervasiva.

Por otro lado, en la zona central del domo, existe una depresión topográfica que está ilustrada en la sección A-A’ (ANEXO I), donde las rocas de la Formación Tamaulipas Inferior se presentan metamorfizadas a mármol; la ocurrencia de bloques con diferente rumbo e inclinación, así como la presencia de vetas de calcita diente de perro, de dimensiones variables que limitan a dichos bloques, permite interpretar que esta depresión fue generada por el hundimiento de una porción del techo de la cámara magmática (*cauldron subsidence*) o por el desarrollo de fracturamiento por choque térmico debido al contacto directo de este bloque con el magma en su base. La presencia de bloques de mármol dentro de los intrusivos también indica la operación de rebaje magmático en la zona (Figura 6.2b).

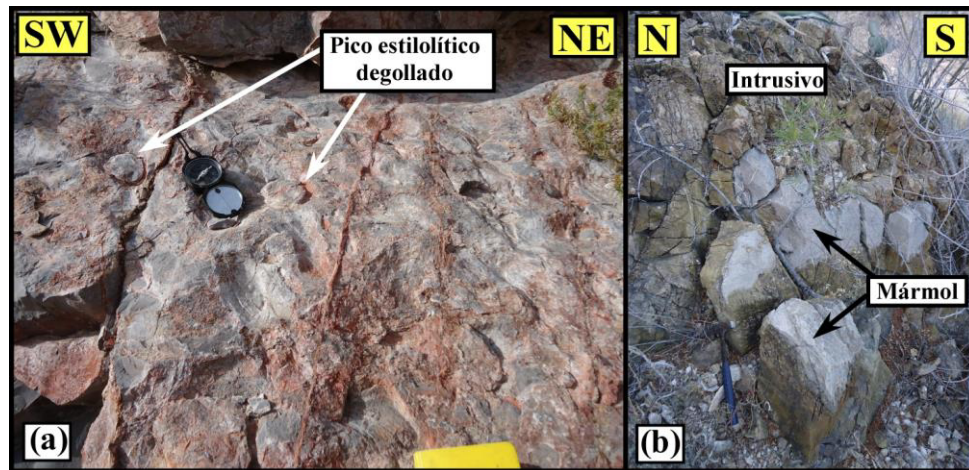


Figura 6.2.- (a) Deslizamiento capa a capa que genera la ruptura de picos estilolíticos en la Formación Tamaulipas Inferior. (b) Presencia de bloques de mármol dentro del intrusivo “La Esperanza” (Localidad: La Esperanza).

6.2.3 Foliación

En la zona del CIV afloran rocas que presenta el desarrollo de foliación, ya sea primaria o secundaria. La foliación primaria esta principalmente asociada con el acomodo preferencial de minerales ígneos primarios en los cuerpos intrusivos que afloran en la zona (foliación de flujo magmático). El ejemplo más claro de foliación magmática en la zona se presenta en el intrusivo “La Aplita”, ya que es posible identificar estructuras de flujo que ocurren de manera paralela al contacto con la roca encajonante, envolviendo a xenolitos de rocas sedimentarias (Formación Caracol?). La ocurrencia de esta foliación se interpreta como producto de emplazamiento por flujo magmático de este cuerpo intrusivo tabular. En los intrusivos “Velardeña” y “La Esperanza”, existe el desarrollo incipiente de foliación que aquí se interpreta como magmática, ya que a escala lámina delgada no se reconocieron evidencias de deformación plástica en los minerales que la componen.

Adicionalmente, en la roca encajonante del intrusivo “La Esperanza”, existe desarrollo de foliación secundaria, la cual en algunos casos fue aprovechada por fluidos hidrotermales para precipitar sulfuros que fueron posteriormente oxidados. La dirección que presenta la foliación en las distintas zonas de la aureola de contacto del intrusivo, aunado a la presencia de estructuras aboudinadas y fracturamiento, permite inferir que esta fue generada por empuje desde el intrusivo, el cual debió emplazarse en condiciones

forzadas. Esta interpretación es reforzada por la presencia de pliegues y fallas laterales asociados al emplazamiento del intrusivo en la zona.

6.2.4 Evidencias de deformación regional vs. emplazamiento

El CIV está emplazado en un valle flanqueado en su parte NE por pliegues anticlinales del Sector Transversal de Parras. En el valle no existen evidencias claras de estructuras regionales, por lo que no es posible utilizar el criterio de relación de corte para establecer la temporalidad (pre, sin o post) entre el emplazamiento del complejo intrusivo y la deformación regional. Debido a lo anterior, se utilizó el criterio de análisis microestructural en láminas delgadas, por medio del cual no fue posible reconocer: a) evidencias de deformación dúctil de alta temperatura, b) zonas de cizalla dúctil en el borde de los intrusivos, así como tampoco c) foliación tectónica o en estado sólido dentro de los mismos. Lo anterior, sugiere emplazamientos magmáticos en el CIV sin la ocurrencia de esfuerzos regionales impuestos; de esta forma, es posible también interpretar a este tipo de cuerpos ígneos como un complejo o *suite* de intrusivos “misteriosos” post-tectónicos a la deformación regional contractiva que generó al Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental al sur-occidente del conocido Sector Transversal de Parras. Esta interpretación es reforzada por la edad radiométrica del intrusivo Velardeña reportada por Felder (1979), quien lo fechó por el método K-Ar en Biotita, reportando una edad de 33.1 ± 1.4 Ma, que es más joven a la reportada en la literatura para el desarrollo del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental en el centro-norte de México.

6.2.5 Modelo de emplazamiento

Con base en las características estructurales discutidas anteriormente, se propone un modelo de emplazamiento para el CIV en seis etapas, donde se ilustra la temporalidad de la generación de las estructuras geológicas e ígneas principales que afloran (Figura 6.3):

(1) Depósito de la secuencia sedimentaria marina: Desde el Jurásico hasta el Cretácico superior ocurrió el depósito de la secuencia sedimentaria marina en la región, de la cual, en la zona están expuestas únicamente las formaciones geológicas del Cretácico inferior: Tamaulipas Inferior, La Peña y Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura; y superior: Indidura-Caracol (Fig. 6.3 Etapa 1).

(2) Deformación Sevier-Laramide y depósito de la Formación Ahuichila:

Durante el Cretácico tardío-Eoceno ocurrió la orogenia Sevier-Laramide, la cual generó fallas y pliegues asociados en la región del transpaís del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. La erosión de las rocas que conformaban las partes altas de los pliegues, dio lugar al depósito de la Formación Ahuichila, compuesta principalmente de clastos de caliza y subordinadamente arenisca y lutita de las rocas del Cretácico, cementadas por carbonato de calcio (Fig. 6.3 Etapa 2).

(3) Levantamiento por inyección de magma: Posterior al depósito de la Formación Ahuichila, ocurrió la inyección de magma en la zona de Velardeña, generándose una estructura lacolítica o cómica (Fig. 6.3 Etapa 3).

(4) Plegamiento y fallamiento lateral: El levantamiento del domo generó un cambio en la disposición estructural de la estratificación, lo cual dio lugar al cizallamiento capa a capa, que propició la generación de pliegues periféricos por deslizamiento flexural. Además, la continua inyección de magma, ocasionó el crecimiento de la cámara magmática, empujando horizontalmente a las rocas encajonates y dando lugar a la generación de fallas laterales en la parte occidental del domo, lo cual acomodó el espacio necesario para que el magma siguiera inyectándose (Fig. 6.3 Etapa 4).

(5) Re-Inyección de magma y *doming*: Durante esta etapa, la cámara magmática creció, generando espacio de manera vertical, levantando el techo en dirección de la superficie de la corteza continental; el espacio necesario fue acomodado por el fallamiento normal localizado en la parte alta del domo, generando extensión radial (Fig. 6.3 Etapa 5).

(6) Colapso del techo (*cauldron subsidence*): En la última etapa de emplazamiento la parte alta de la cámara magmática colapsó, generando con esto fallamiento normal periférico al domo, el cual propició el hundimiento de bloques dentro de la cámara magmática, lo que dio lugar a la migración de magma a niveles más someros aprovechando posiblemente zonas de fallas normales antiguas, inyectándose los intrusivos porfídicos “La Esperanza” y “Velardeña”. El colapso generó una zona con topografía negativa en la parte

central del domo, representada por bloques metamorfizados e intensamente fracturados. Durante esta etapa, la co-actividad entre fallamiento y migración de magmas, debió controlar una movilización importante de fluidos hidrotermales a través de los planos de falla generados previamente, lo cual fue factor fundamental para el desarrollo de importantes depósitos de minerales metálicos en la zona (Fig. 6.3 Etapa 6).

(7) **Relieve actual:** Los procesos erosivos que actuaron por al menos 33.1 Ma (edad del intrusivo Velardeña) dieron forma al relieve actual, dejando al descubierto la parte superior los intrusivos; así como, las estructuras generadas durante el emplazamiento (Fig. 6.3 Etapa 7).

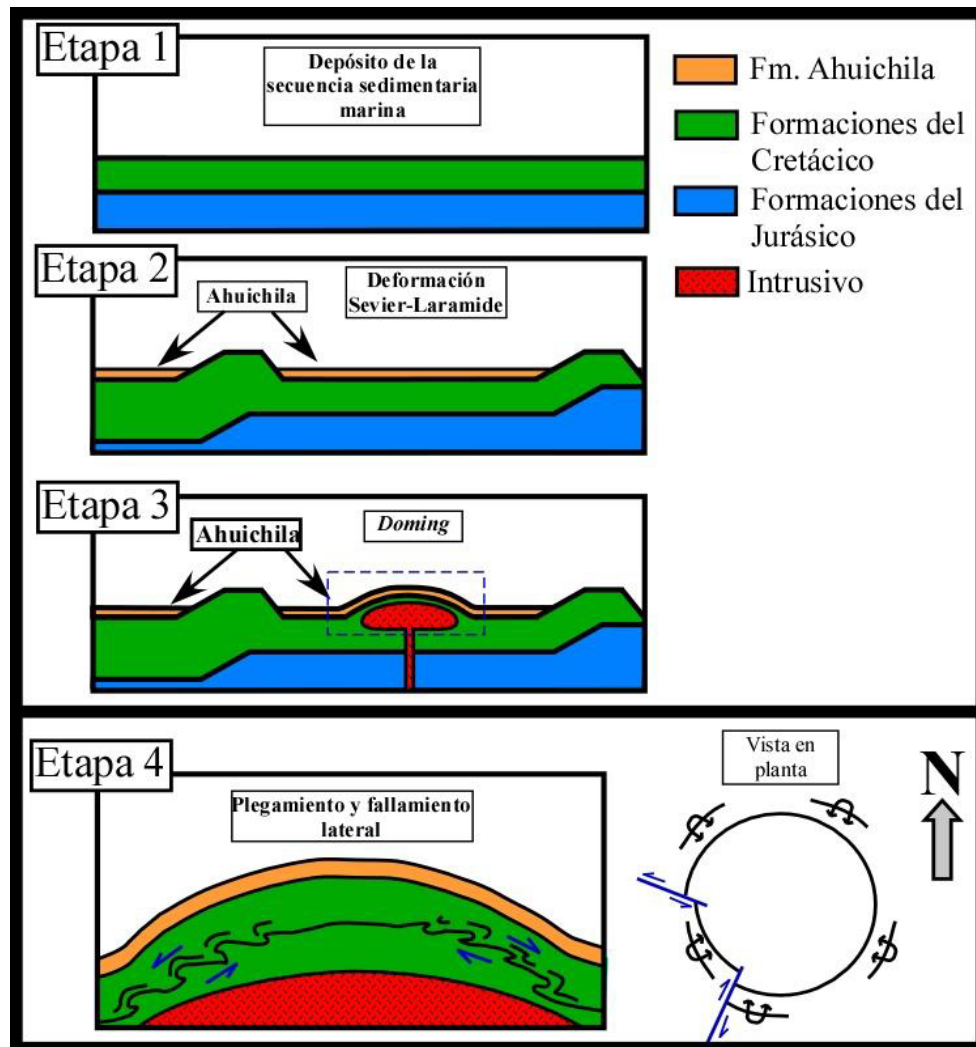


Figura 6.3.- Modelo de emplazamiento del Complejo Intrusivo Velardeña (etapas 1-4).

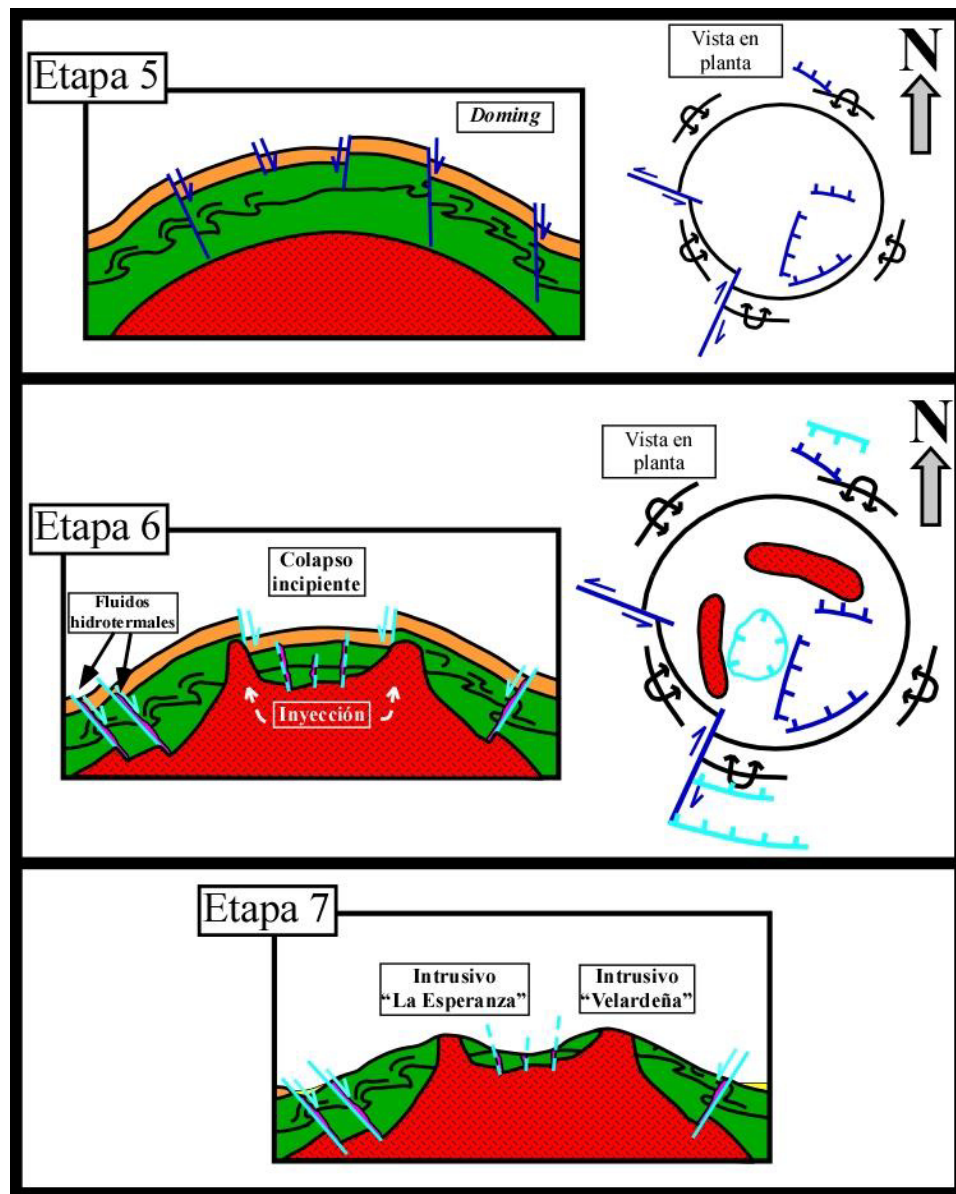


Figura 6.3.- Continuación (etapas 5-7)

6.3 INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO INTRUSIVO DE PEÑÓN BLANCO (CIPB)

Las estructuras que afloran en el CIPB permitieron interpretar la ocurrencia de por lo menos tres eventos de deformación en la zona: (1) plegamiento a escala regional, (2) emplazamiento de intrusivos y (3) fallamiento extensional. A continuación, se presenta la

interpretación de cada una de las estructuras y su relación con los eventos tectónicos regionales que afectaron la región centro-norte de México después del Cretácico tardío.

6.3.1 Pliegues

En la zona del CIPB aflora el extremo NW de un pliegue de escala regional denominado anticlinal “El Yerbanís”, que presenta una longitud aproximada de 30 km en dirección NW-SE, con plano axial inclinado al SW, indicando transporte tectónico hacia el NE. Con base en la dirección de transporte tectónico de esta estructura anticlinal se interpreta que debió ser producto de la deformación regional Sevier-Laramide que generó al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. Esta estructura tectónica es de gran importancia en la zona, ya que permitió determinar la relación temporal entre el emplazamiento del intrusivo “Peñón Blanco” y la deformación Sevier-Laramide en la zona.

En cinturones plegados y cabalgados se ha demostrado que existe una relación estrecha, tanto espacial como temporal, entre pliegues regionales y fallas, es por eso que a continuación, se describen de manera general las características de los tipos de pliegues relacionados con fallas más comunes dentro de dichos cinturones. Esto con la finalidad de discutir con mayor precisión el tipo de estructura a la que mejor se ajusta el anticlinal “El Yerbanís”.

6.3.1.1 Clasificación de pliegues relacionados con cabalgaduras

La clasificación de pliegues relacionados con cabalgaduras es una tarea difícil, ya que en la definición de los diversos tipos, se involucran tanto aspectos de carácter geométrico como cinemático y a veces mecánico; sin embargo, en los últimos años se ha utilizado la siguiente clasificación, que describe tres estilos concretos de pliegues (Poblet, 2004):

1. **Pliegues de flexión de falla (*fault-bend folds*)** también llamados pliegues de rampa-despegue (*ramp-flat folds*; Rich, 1934), se forman como resultado del movimiento de bloques a través de una superficie de falla no planar, lo cual causa

la flexión del bloque y con esto la formación de un pliegue. Generalmente, se forman en el bloque superior de la falla, pero puede generarse en cualquiera de los dos bloques o en ambos (Figura 6.4). Suppe (1983), formuló ecuaciones que determinan la geometría de este tipo de pliegues, asumiendo que el espesor de las capas no cambia durante la deformación, prediciendo que el buzamiento inicial de la rampa no puede superar los 30° en el caso de un pliegue de flexión de falla desarrollado sobre un cabalgamiento con un solo escalón.

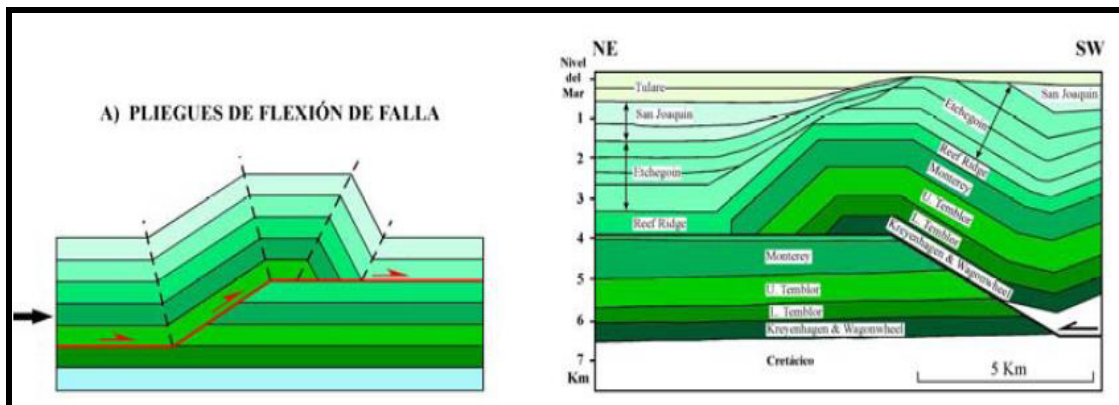


Figura 6.4.- Esquema teórico de pliegue de flexión de falla y pliegue de flexión de falla obtenido de un perfil sísmico (anticlinal *Lost Hills*, USA, modificado de Medwedeff, 1989). Las capas situadas por encima de la formación *Reef Ridge* son sedimentos sin-tectónicos (*growth strata*) depositados durante el crecimiento del pliegue (Editado de Poblet, 2004).

2. **Pliegues por propagación de falla (*fault-propagation folds*;** Dahlstrom, 1970), se forman contemporáneamente a la propagación de una falla en situación de rampa a través de una serie de estratos, de forma que el acortamiento genera un pliegue en la zona próxima a su terminación (Figura 6.5). Asumiendo una geometría paralela del pliegue, Suppe y Medwedeff (1990) predicen que inicialmente la rampa no puede superar los 60° de buzamiento, en el caso de un pliegue de propagación de falla desarrollado sobre un cabalgamiento formado por un despegue y una rampa.

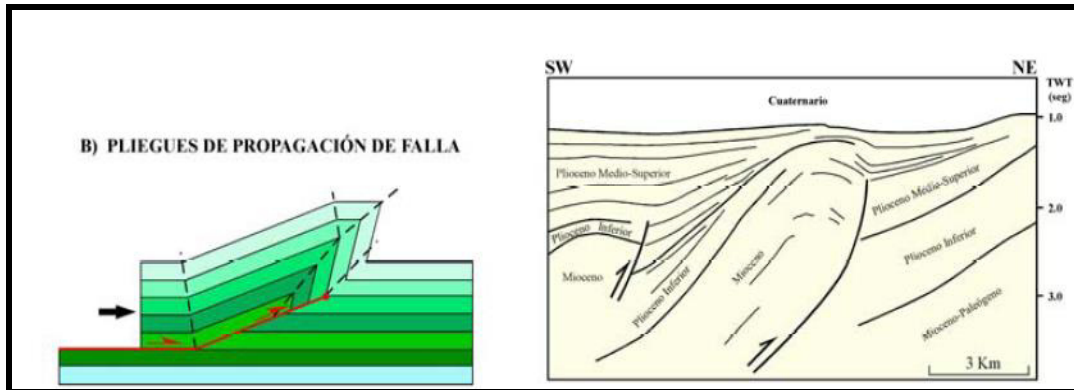


Figura 6.5.- Pliegue de propagación de falla teórico y pliegue de propagación de falla obtenido a partir de un perfil sísmico (cuenca del Po, Italia, modificado de Prieri, 1989). Las capas por encima del Mioceno son sedimentos sin-tectónicos (*growth strata*) depositados durante el crecimiento del pliegue, mientras que la parte superior del Cuaternario corresponde a sedimentos pos-tectónicos depositados después del crecimiento del pliegue (Editado de Poblet, 2004).

3. **Pliegues despegados** (*detachment o décollement folds*; Chamberlin, 1910), se forman en relación a un cabalgamiento paralelo a las capas, sobre el cual estas se deslizan hasta una posición donde el deslizamiento sobre la falla es cero, generándose el pliegue por acortamiento horizontal. Pueden estar limitados por un despegue inferior, por uno superior o por ambos (Figura 6.6).

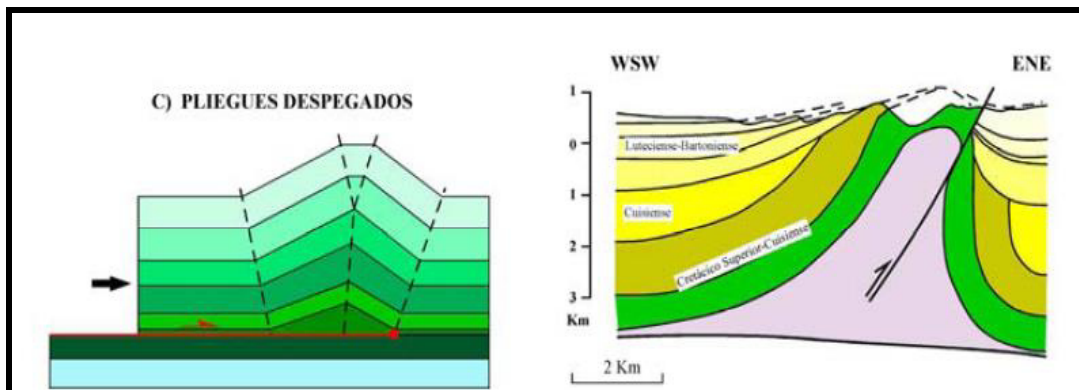


Figura 6.6.- Pliegue despegado teórico y pliegue despegado obtenido a partir de datos de campo (anticlinal de Mediano, Pirineos). Las capas del Lutece-Bartonian corresponden a sedimentos sin-tectónicos (*growth strata*) depositados durante el crecimiento del pliegue. El flanco frontal del pliegue está cortado por una falla inversa (Editados de Poblet, 2004).

Utilizando como base las características generales que presentan los tres tipos de pliegues relacionados con cabalgaduras, se interpreta, con base en las características

geométricas, que el anticlinal “El Yerbanís” se ajusta a las reportadas en pliegues por flexión de falla. Esto se fundamenta en que el flanco trasero del anticlinal presenta ángulos de inclinación aproximados a 30° , mientras que el flanco frontal exhibe $\sim 50^\circ$, siempre inclinado hacia el antepaís, lo cual difiere de las características de pliegues por propagación de falla, que presentan flanco trasero de hasta 60° , y flanco frontal con inclinación cercana a la vertical, o en ocasiones invertida. Además, se descarta también que sea un pliegue despegado por la asimetría en la inclinación de los flancos. Estas características geométricas pudieron ser documentadas e interpretadas en las secciones geológico-estructurales realizadas en el CIPB (ANEXO II).

Por otro lado, en lo que corresponde al plegamiento mesoscópico con vergencia al SW, que aflora en la zona NW del CIPB, se interpreta que fue generado por deformación dúctil asociada al emplazamiento del intrusivo, ya que la vergencia de estos pliegues no corresponde a la de la estructura regional principal; además, por ser estos subparalelos al desarrollo de una foliación penetrativa desarrollada en la aureola de contacto, se fortalece la interpretación de un origen asociado al emplazamiento del CIPB.

En lo que corresponde a los pliegues en pedernal que afloran en la zona SW, con base en su dirección de transporte tectónico, se interpretan como producto de deformación regional asociada a la generación del anticlinal “El Yerbanís”.

6.3.2 Fallas

En el CIPB afloran fallas generadas por deformación regional, así como fallas asociadas al emplazamiento del intrusivo Peñón Blanco. Las fallas más importantes por su extensión kilométrica y desplazamiento, corresponde a dos fallas normales que cortan los flancos del anticlinal “El Yerbanís”. La falla del flanco trasero presenta desplazamiento del bloque de techo hacia el SW, mientras que la del flanco frontal es al NE. La ausencia de hidrotermalismo sobre las trazas de estas fallas, y la relación de corte respecto a la Formación Ahuichila que contiene clastos de intrusivo, se utilizan aquí como base para interpretar que estas fallas normales fueron generadas después de la deformación regional

Sevier-Laramide, así como también después del emplazamiento del intrusivo de Peñón Blanco.

La dirección NW-SE que presentan las fallas y la evidencia de corte respecto al conglomerado de la Formación Ahuichila (Paleoceno-Eoceno), permiten interpretar que estas estructuras fueron generadas después del Eoceno, durante el evento extensional regional del *Basin and Ranges*. Lo anterior, es reforzado con los reportes en la literatura para la edad de la extensión regional cerca del área, ya que en la zona de Nazas la edad más antigua de la extensión es Oligoceno (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

Por otro lado, la falla inversa con transporte hacia el sur, que aflora en la zona NW del CIPB, se interpreta como una falla generada por empuje hacia el sur durante la expansión de la cámara magmática que generó al intrusivo “Peñón Blanco”, lo cual provocó la ruptura de lo que pudo ser un dique alimentador solidificado. Lo anterior, se fundamenta en la cercanía de la falla con respecto al intrusivo que aflora hacia norte de esta, así como la dirección de transporte de la falla, el cual es distinto al transporte tectónico de la deformación regional por acortamiento que generó al anticlinal “El Yerbanís” y a los demás pliegues regionales que existen en las zonas aledañas al área de estudio.

6.3.3 Foliación

El desarrollo de foliación tectónica en la zona de CIPB esta principalmente relacionada a su emplazamiento. Por ejemplo, la foliación que afecta a un *sill* granítico en la zona SW del área de estudio, se interpreta como producto de la expansión de la cámara magmática, la cual imprimió al cuerpo intrusivo una deformación por aplastamiento en estado sólido a alta temperatura, representada por la generación de bandas de recristalización de cuarzo, así como deformación de plagioclasa y feldespato alcalino (Figura 5.29). Esta foliación es sub-paralela al desarrollo de foliación magmática incipiente en el borde del intrusivo “Peñón Blanco” (Figura 5.30 c y d).

Como se mencionó en el capítulo 3, la foliación magmática está representada por la orientación preferencial de minerales euhedrales ígneos primarios (plagioclasa, hornblenda, ortoclasa, etc.) o enclaves microgranitoides alargados, que no muestran evidencias de deformación plástica y/o recrystalización (*e.g.*, Balk, 1937; Bateman *et al.*, 1983; Shelly, 1985; Vernon *et al.*, 1988). En el caso de la foliación dentro del intrusivo “Peñón Blanco”, esta se define como magmática, ya que está representada por el acomodo preferencial de minerales ígneos primarios (feldespato alcalino; Figura 5.30) que no muestran evidencia de recrystalización y/o deformación tectónica.

6.3.4 Evidencias de deformación regional vs. emplazamiento

El intrusivo “Peñón Blanco” se encuentra emplazado en el núcleo y parcialmente en el flanco trasero del anticlinal “El Yerbanís”, un pliegue por flexión de falla regional generado durante la orogenia Sevier-Laramide. La relación de corte del intrusivo respecto a la estructura plegada, así como la ausencia de deformación dúctil y/o frágil-dúctil dentro del intrusivo, permite establecer que el emplazamiento del intrusivo fue posterior a la generación del pliegue. Esto queda evidenciado también con la ocurrencia de diferencias en los componentes líticos de la Formación Ahuichila (Paleoceno-Eoceno), que en su base presenta a un conglomerado formado únicamente por fragmentos de rocas sedimentarias marinas, lo que indica que este depósito clástico se generó durante una primera etapa de levantamiento de rocas sedimentarias marinas, erosión y depósito cercano a la zona del levantamiento estructural regional. La ocurrencia de fragmentos de intrusivo en rocas más jóvenes, pertenecientes también a la Formación Ahuichila, permite interpretar que estas se depositaron durante una segunda etapa de levantamiento y erosión en la zona, asociada al emplazamiento del intrusivo “Peñón Blanco”, que también fue erosionado. Estas características permiten establecer un intervalo de edad Cretácico tardío-Paleoceno para el intrusivo, ya que su emplazamiento debió ser más joven al desarrollo del anticlinal “El Yerbanís”, pero más antiguo que el depósito de las capas clásticas con fragmentos de intrusivo en la Formación Ahuichila.

Por otro lado, se puede también señalar que el nivel cortical en el que ocurrió el emplazamiento del CIPB debió ser somero, en la zona epizonal de acuerdo con Buddington

(1959), ya que no existen evidencias de un metamorfismo regional en las rocas que encajonan al CIPB, así como también los mecanismos de emplazamiento son predominantemente frágiles.

Por otro lado, existe un segundo evento de deformación regional, asociado a la generación de las fallas normales que exhiben al núcleo del anticlinal como un *horst*. La modificación del relieve por este fallamiento que corta inclusive a las capas de la Formación Ahuichila, permite inferir que la edad de la extensión es más joven que el Eoceno, siendo este evento de deformación regional el más joven que existe en el CIPB, discutido anteriormente como de edad Oligoceno.

6.3.5 Modelo de evolución geológica

Atendiendo a las características estructurales discutidas anteriormente, se propone un modelo de evolución geológica para el desarrollo de las estructuras geológicas principales que afloran en el CIPB (Figura 6.7). El modelo está dividido en siete etapas y se describen a continuación:

(1) Depósito de las rocas sedimentarias marinas del Mesozoico: De acuerdo a las reconstrucciones paleogeográficas reportadas en la literatura (*e.g.*, Eguiluz *et al.*, 2000), a escala regional se ha propuesto que desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior, ocurrió la sedimentación y posterior litificación de sedimentos de origen marino en la zona. La secuencia más antigua del Jurásico Superior-Cretácico Inferior aflora en las sierras aledañas al área de estudio y ha sido reportada en la literatura (Eguiluz *et al.*, 2000). Dentro del área de estudio solamente afloran las rocas sedimentarias marinas del Cretácico Superior como lo son las formaciones Cuesta del Cura, Caracol e Indidura.

(2) Generación del anticlinal “El Yerbanís”: Durante el Cretácico tardío ocurrió la orogenia Sevier-Laramide, generada por compresión a escala regional, que en la zona del CIPB dio lugar a la propagación de una falla de cabalgadura en situación de rampa, lo cual controló el desarrollo del anticlinal “El Yerbanís”, interpretado aquí como un pliegue de flexión de falla, donde el ángulo de inclinación de la rampa se infiere, de acuerdo a los

modelos teóricos reportados de la literatura, que es igual al flanco trasero del anticlinal “El Yerbanís”, mientras que su flanco frontal inclina hacia el antepaís.

(3) Primera etapa de erosión: Después del levantamiento del pliegue ocurrió una etapa de erosión, dando lugar al depósito de la parte basal de la Formación Ahuichila (conglomerado compuesto por clastos de rocas sedimentarias marinas).

(4) Emplazamiento del intrusivo Peñón Blanco: Posterior a la generación del pliegue regional y su erosión inicial, ocurrió la inyección de magma a través de la falla de cabalgadura que, posteriormente, se emplazó en el núcleo del anticlinal El Yerbanís, potencialmente una zona de flotabilidad neutral condicionada por el intenso fracturamiento que ocurre tanto en flancos como en charnelas de pliegues. El emplazamiento ígneo debió haber rejuvenecido el relieve, por lo que un incremento en la erosión y generación de clastos más grandes debió ocurrir.

(5) Segunda etapa de erosión: Después de que se emplazó el intrusivo “Peñón Blanco”, la zona debió experimentar un proceso erosivo más intenso, situación que dio lugar a la generación del conglomerado con fragmentos de intrusivo y rocas sedimentarias marinas perteneciente a la parte superior de la Formación Ahuichila.

(6) Fallamiento *Basin and Range*: La última etapa de deformación en la zona está representada por las dos fallas normales mayores que cortan los flancos del anticlinal “El Yerbanís”, así como a los dos tipos de conglomerado de la Formación Ahuichila. Este fallamiento modificó la morfología acentuando el desarrollo de cuencas y sierras en la zona, permitiendo de esta manera una erosión más amplia en las zonas elevadas.

(7) Relieve Actual. Erosión de rocas preexistentes y depósito en forma de material aluvial.

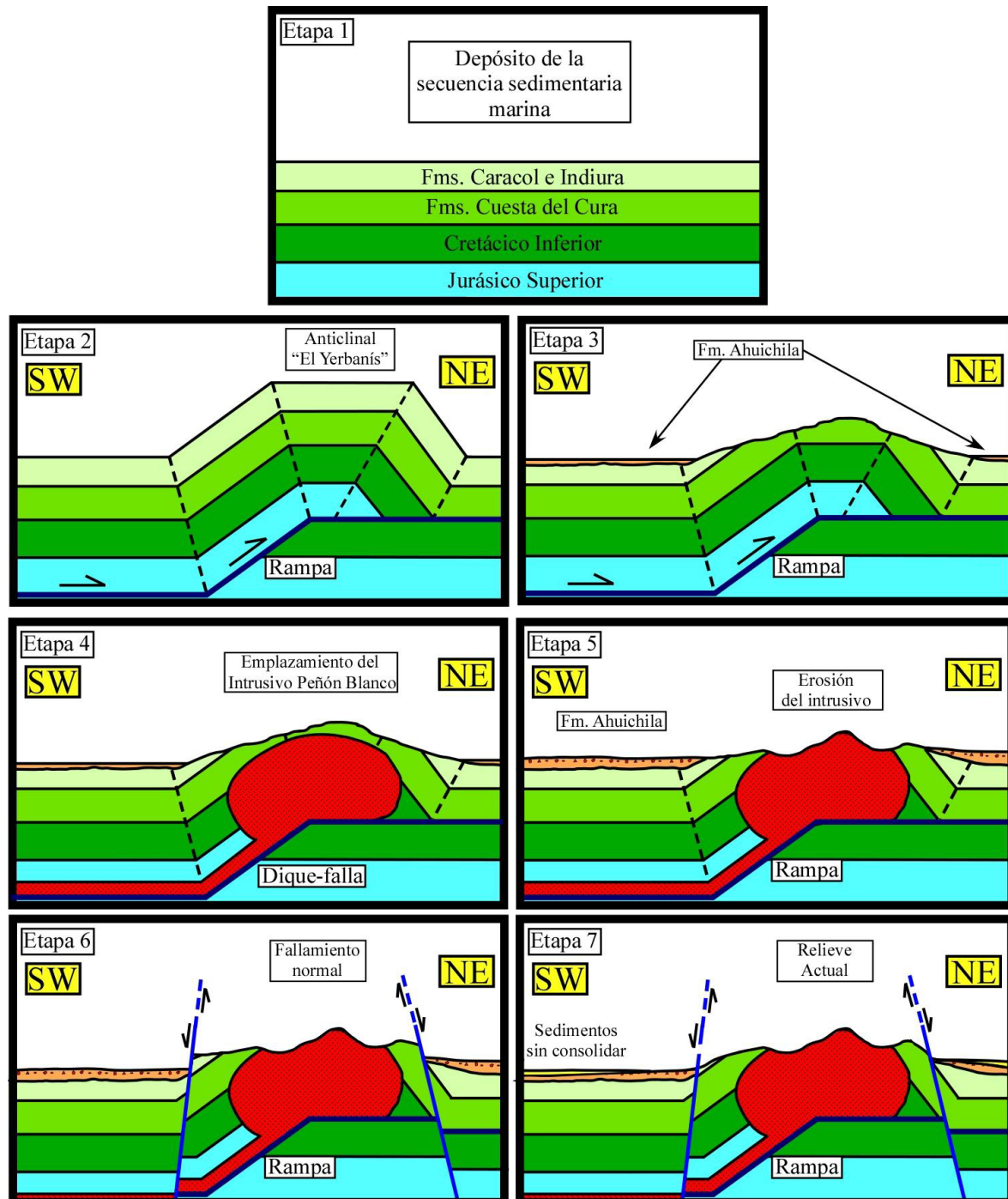


Figura 6.7.- Modelo de evolución geológica del CIPB donde se muestran las siete etapas discutidas en el texto.

6.4 CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA DE LOS INTRUSIVOS

Con base en el análisis petrográfico se pudieron identificar los componentes que constituyen el arreglo mineral de los intrusivos en estudio, los cuales fueron clasificados

desde cuarzomonzodiorita hasta granito. El arreglo general que exhiben las muestras en el diagrama QAP de LeMaitre *et al.* (2002; Figura 4.21), permite establecer que las rocas del Complejo Intrusivo Peñón Blanco representan a magmas más evolucionados que los del Complejo Intrusivo Velardeña. La presencia de biotita y hornblenda en las muestras de ambos complejos, permite clasificarlos como granitoides tipo I, típicos en la cordillera Norteamericana, generados por fusión parcial del manto durante la subducción de la placa Farallón bajo la placa de Norteamérica.

La presencia de muscovita en algunas de las muestras colectadas en ambos complejos intrusivos, es interpretada aquí como producto de alteración hidrotermal, ya que en ocasiones ocurre a lo largo de planos de fractura, y los cristales no presentan rasgos de alteración; además de estar asociada con minerales de arcilla en plagioclasas.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 CONCLUSIONES DEL COMPLEJO INTRUSIVO VELARDEÑA

El análisis geológico, estructural y petrográfico realizado durante este trabajo permiten concluir que el Complejo Intrusivo Velardeña corresponde a una estructura dómica, afectada por la intrusión de cuatro cuerpos intrusivos principales, de los cuales dos son félsicos y de textura microcristalina (La Aplita y La Industria); mientras que los otros dos son porfídicos y varían de cuarzomonzodiorita (La Esperanza) a granodiorita (Velardeña). La estructura dómica se fundamenta con base en la relación geométrica que existe entre el fallamiento y el plegamiento periférico documentado en este trabajo para la zona, así como en la disposición estructural de la estratificación de las rocas sedimentarias marinas, que también es concéntrica.

La estructura principal que constriñe al domo del CIV, así como las distintas mesoestructuras documentadas e interpretadas en el mapa y las secciones geológicas de la zona, permiten concluir que los mecanismos de emplazamiento de magmas que operaron, corresponden a: levantamiento vertical del techo de la cámara magmática (*doming*), plegamiento por expansión de la cámara magmática y rebaje magmático (*stoping*). La ocurrencia de una zona anómalamente deprimida en la parte central del domo, donde afloran bloques intensamente metamorfizados y basculados en distintas direcciones, permite inferir que ocurrió el hundimiento de bloques del techo dentro de la cámara magmática (*cauldron subsidence*), que probablemente empujaron a los magmas para un emplazamiento final más elevado de los intrusivos porfídicos “Velardeña” y “La Esperanza”.

La ausencia de estructuras regionales mayores en la zona no permite establecer relaciones temporales entre la deformación regional y el emplazamiento del complejo ígneo, definiéndolo como un intrusivo misterioso de acuerdo a la clasificación de Paterson *et al.* (1991). Por otro lado, la ausencia de foliación regional penetrativa en los intrusivos, aunado al reporte en la literatura de la edad K-Ar en biotita para el intrusivo Velardeña

(33.1 ± 1.4 Ma; Felder, 1979), permiten concluir que el CIV es post-tectónico a la deformación Sevier-Laramide que generó al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental.

7.2 CONCLUSIONES DEL COMPLEJO INRUSIVO PEÑÓN BLANCO

Los resultados del análisis geológico en la zona del CIPB permiten concluir que el intrusivo “Peñón Blanco” corresponde a un cuerpo ígneo monzogranítico de textura inequigranular hipidiomórfica emplazado en rocas sedimentarias marinas del Cretácico Superior, principalmente de la Formación Cuesta del Cura, que conforman al núcleo del anticlinal “El Yerbanís”, un pliegue regional con eje NW-SE y vergencia hacia el NE, generado durante la deformación Sevier-Laramide.

Según las características geométricas que presenta el anticlinal “El Yerbanís”, se concluye que pertenece a un pliegue por flexión de falla, generado sobre una rampa de $\sim 30^\circ$ de inclinación hacia el SW, paralela al flanco trasero del pliegue, y cuyo flanco frontal se inclina con un ángulo $< 55^\circ$ hacia el antepaís.

La posición del intrusivo Peñón Blanco en el núcleo del anticlinal “El Yerbanís”, así como la presencia importante de diques y *sills* en su periferia, permite inferir que el ascenso del magma debió estar asistido por diques que explotaron fallas inversas generadas durante la deformación regional previa que generó al pliegue que lo contiene.

Con respecto a los mecanismos de emplazamiento de campo cercano que operaron para la generación del espacio donde se emplazó el Intrusivo Peñón Blanco, de acuerdo con las evidencias de campo, se concluye la operación de: rebaje magmático (*stoping*), deformación dúctil y probablemente asimilación de rocas encajonante. Además, se interpreta que la estructura principal de emplazamiento corresponde a un cuerpo intrusivo inflado en condiciones semipasivas, que generó foliación en la roca encajonante y dentro del mismo intrusivo.

Por otro lado, según las características observadas en la aureola de contacto del intrusivo, su posición respecto al pliegue regional y la ausencia de evidencias de deformación asociada al plegamiento regional, dentro del intrusivo, se concluye que el emplazamiento del Complejo Intrusivo Peñón Blanco es post-tectónico a la deformación regional Sevier-Laramide presente en la zona. Sin embargo, de acuerdo con la composición litológica presente en la base y cima de la Formación Ahuichila, así como la relación de corte de esta unidad, respecto a las fallas normales regionales que afloran en el área, se concluye que el complejo es pre-tectónico a la extensión *Basin and Range* en la zona de Durango.

De acuerdo con relación de corte que existe entre ambos complejos intrusivos y la Formación Ahuichila, el CIPB (pre-Ahuichila) y el CIV (post-Ahuichila) representan una migración de Oeste a Este en la edad del magmatismo.

7.3 RECOMENDACIONES

Se recomienda realizar análisis geoquímico e isotópico de los intrusivos que conforman al CIV, así como de las rocas extrusivas andesíticas que afloran fuera del área de estudio, con el fin de proponer modelos petrogenéticos y determinar la relación genética entre estas.

Se recomienda también realizar geoquímica e isotopía del intrusivo Peñón Blanco, para proponer un modelo petrogenético y su relación con los eventos magmáticos regionales ocurridos en el norte de México. También, se recomienda realizar cartografía de detalle de los diques pegmatíticos que afloran dentro del intrusivo, esto con la finalidad de establecer sus dimensiones exactas, así como su mineralogía, la cual podría ser de interés económico.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Díaz, G., McDowell, F., 1993, Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 105(11), p. 1435-1444.
- Allmendinger, R. W., 1992, Fold and thrust tectonics of the western United States exclusive of the accreted terranes, en Burchfiel, B. C., P. W. Lipman, M. L. Zoback, The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. G-3, p. 583-607.
- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., 1981, Mesozoic evolution, hinterland of the Sevier orogenic belt: Geology, v. 9, p. 308-313.
- Anderson, E. M., 1936, The dynamics of formation of cone sheets, ring-dykes and cauldron subsidence: Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, v. 56, p. 77-104.
- Anderson, R. E., 1971, Thin skin distension in Tertiary rocks of southeastern Nevada: Geological Society of America Bulletin, v. 82, p.43-58.
- Andronicus, C. L., Chardon, D. H., Hollister, L. S., Gehrels, G. E., and Woodsworth, G. J., 2003, Strain partitioning in an obliquely convergent orogen, plutonism, and synorogenic collapse: Coast Mountains Batholith, British Columbia, Canada: Tectonics, v. 22(2), p. 10-12 (doi:10.1029/2001TC001312).
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G, 2005, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana; v. 57, n. 3, 187-225.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Connor, C. B., Becker, T., Henry, C. D., 2003, Synextensional Pliocene-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: Geological Society of America Bulletin, v. 115, p. 298-313.
- Armstrong, R. L., Ward, P. L., 1993, Late Triassic to earliest Eocene magmatism in the North American Cordillera: implications for the Western Interior Basin, en Caldwell, W. G. E., and Kauffman, E. G., editors, Evolution of the Western Interior Basin: Geological Association of Canada, Special Paper 39, p. 49-72.
- Armstrong, R. L., 1968, Sevier orogenic belt in Nevada and Utah: Geological Society of America Bulletin, v. 79, p. 429-458.
- Armstrong, R. L., 1972, Low angle (denudation) faults, hinterland of the Sevier orogenic belt, eastern Nevada and western Utah: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1729-1754.
- Armstrong, R. L., 1974, Magmatism, orogenic timing and orogenic diachronism in the Cordillera from Mexico to Canada: Nature; v. 247, n. 5440, 348-351.
- Armstrong, F. C., Cressman, E. R., 1963, The Bannock Thrust Zone, southeastern Idaho: U. S. Geological Survey Professional Paper 374-J, 22 p.

- Armstrong, F. C., Oriel, S. S., 1965, Tectonic development of Idaho-Wyoming thrust belt: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, p. 1847-1866.
- Axen, G. J., Taylor, W. J., Bartley, J. M., 1993, Space-time patterns and tectonic controls of Tertiary extension and magmatism in the Great Basin of the western United States: Geologic Society of America Bulletin, v. 105, p. 56-76.
- Bally, A. W., 1984, Tectogenèse et sismique réflexion: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 26, p. 279-285.
- Balk, R., 1937, Structural behavior of igneous rocks: Geological Society of America., p. 5.
- Barton, M. D., Battles, D. A., Debout, G. E., Capo, R. C., Christensen, J. N., Davis, S. R., Hanson, R. B., Michelsen C. J., Trim, H. E., 1988, Mesozoic contact metamorphism in the western United States, *en* Ernst, W. G., editor, Metamorphism and crustal evolution of the western United States: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, v. 8, p. 110-178.
- Barton, M. D., 1990, Cretaceous magmatism, metamorphism, and metallogeny in the east-central Great Basin, *en* Anderson, J. L., editor, The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism: Geological Society of America Memoir 174, p. 283-302.
- Barton, M. D., 1996, Granitic magmatism and metallogeny of southwestern North America: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, v. 87, p. 261-280.
- Bateman, P.C., Busacca, A. J., Sawka, W. N., 1983, Cretaceous deformation in the western foothills of the Sierra Nevada, California: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 30-42.
- Bateman, P. C., 1983, A summary of the critical relationships in the central part of the Sierra Nevada batholith, California, U.S.A., *en* Roddick, J. A., editor, Circum-Pacific plutonic terranes: Geological Society of America Memoir 159, p. 241-254.
- Bateman, R., 1985, Aureole deformation by flattening a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Creek granite: Geology, v. 93, p. 293-310.
- Bateman, P. C., 1992, Plutonism in the central part of the Sierra Nevada batholith, California: U.S. Geological Survey Professional Paper 1483, 186 p.
- Berg, R.R., 1962, Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 46, p. 2019-2032.
- Bergeat, A., 1910, La granodiorita de Concepción del Oro en el estado de Zacatecas y sus formaciones de contacto: Instituto Geológico de México; v. 27, 1-109 p.
- Best, M.G., 2003, Igneous and Metamorphic Petrology: Blackwell Publishing, 2nd edition, p. 729
- Brewer, J.A., Smithson, S.B., Oliver, J.E., Kaufman, S., Brown, D., 1980, The Laramide orogeny: evidence from COCORP deep crustal seismic profiles in the Wind River Mountains, Wyoming: Tectonophysics, v. 62, p. 165-189.
- Bohanon, R. G., 1983, Mesozoic and Cenozoic tectonic development of the Muddy, North Muddy, and northern Black Mountains, Clark County, Nevada, *en* Miller, D. M., Todd, V. R., Howard,

- D. A., editors, Tectonic and stratigraphic studies in the eastern Great Basin: Geological Society of America Memoir, v.157, p. 125-148.
- Bons, P. D., Dougherty-Page, J., Elburg, M. A., 2001, Stepwise accumulation and ascent of magmas: Journal of Metamorphic Geology, v. 19, p. 625-631.
- Brown, W.G., 1984, Basement involved tectonics foreland areas: American Association of Petroleum Geologists, Notas de curso, Series 26, 92 p.
- Brown, W.G., 1988, Deformational styles of Laramide uplifts in the Wyoming foreland: Geological Society of America, Memoir 171, p. 1-25.
- Brown, M., 1994, The generation, segregation, ascent emplacement of granite magma: the migmatite to crustally-derived granite connection in thickened orogens: Earth Science Reviews. v. 36, p. 83-130.
- Brun, J. P., Pons, J., 1981, Strain patterns of pluton emplacement in crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain: Journal of Structural Geology, v. 3, p. 219-230
- Buddington, A. F., 1959, Granite emplacement with special reference to North America: Geologic Society of America Bulletin, v. 70, p. 671-747.
- Burchfiel, B. C., Davis, G. A., 1972, Structural framework and evolution of the southern part of the Cordilleran orogen, western United States: American Journal of Science, v. 272, p. 97-118.
- Buseck, P.R. 1962, Contact metasomatic deposits at Concepcion del Oro, Mexico; University of Columbia; Tesis doctoral, 254 p.
- Buseck, P.R., 1966, Contact metasomatism and ore deposition of Concepcion del Oro, Mexico: Economic Geology; v. 61, p. 97-136.
- Calmus, T., Pérez-Segura, E., Roldán-Quintana, J., 1996, The Pb–Zn ore deposits of San Felipe (Sonora, Mexico): an example of detached mineralization in the basin and range Province: Geofísica Internacional, v. 35, p. 115-124.
- Camilleri, P. A., Chamberlain, K. R., 1997, Mesozoic tectonics and metamorphism in the Pequop Mountains and Wood Hills region, northeast Nevada: implications for the architecture and evolution of the Sevier orogen: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 74-94.
- Camilleri, P., Yonkee, W. A., Coogan, J. C., DeCelles, P. G., McGrew, A., and Wells, M., 1997, Hinterland to foreland transect through the Sevier orogen, NE Nevada to SW Wyoming: structural style, metamorphism, and kinematic history of a large contractional orogenic wedge, *en* Link, P. K., and Kowallis, B. J., editors, Proterozoic to Recent Stratigraphy, Tectonics, and Volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico: Brigham Young University Geology Studies, v. 42, p. 297-309.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphy terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal Earth Science., v. 20, p. 1040-1051.

- Campa, M.F., 1985, The Mexican Thrust Belt, en Howell, D. G. (ed.), Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, v. 1, p. 299-313.
- Carpenter, D. G., Carpenter, J. A., 1994, Fold-thrust structure, synorogenic rocks, and structural analysis of the North Muddy and Muddy Mountains, Clark County, Nevada, *en* Dobbs, S. W., Taylor, W. J., editors, Structural and stratigraphic investigations and petroleum potential of Nevada, with special emphasis south of the Railroad Valley producing trend: Nevada Petroleum Society Conference, v. 2, p. 65-94.
- Chamberlin, R. T., 1910, The Appalachian Folds of Central Pennsylvania: *Geology*, v.18, p. 228-251.
- Chapin, C. E., Cather, S. M., 1981, Eocene tectonics and sedimentation in the Colorado Plateau Rocky Mountain area: *Arizona Geological Digest*, v. 14, p. 175-198
- Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo cenozoicos en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Centro de Geociencias; Querétaro, México; Tesis doctoral, 266 p.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A. 2005. La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*; v. 57, n. 1, p. 27-52.
- Chávez-Cabello, G., Lozano-Serna, J., Medina-Ferrusquia, H., Valencia-Moreno, M., Velasco-Tapia, F., Montalvo-Arrieta, J.C., Yutisis, V., Navarro-De León, I. 2007. Cartografía e historia de emplazamiento del complejo intrusivo El Peñuelo, en los límites de los estados de Zacatecas, San Luis Potosí, Coahuila y Nuevo León en: Delgado-Argote, L.A., Ortiz-Figueroa, M. (eds.), *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual: GEOS*; v. 27, 171 p.
- Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J. A., Porras-Vazquez, N. D., Cossío-Torres, T., Aranda-Gómez, J. J., 2011, Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*; v.63, p. 253-270.
- Christiansen, E. H., Kowallis, B. J., Barton, M. D., 1994, Temporal and spatial distribution of volcanic ash in Mesozoic sedimentary rocks of the western interior: an alternative record of Mesozoic magmatism, *en* Caputo, M. V., Peterson, J. A., Franczyk, K. J., editors, *Mesozoic systems of the Rocky Mountain region, USA*: Denver, Colorado, Rocky Mountain Section SEPM, p. 73-94.
- Clemens, J. D., Mawer, C. K., 1992, Granitic magma transport by fracture propagation: *Tectonophysics*, v. 204, p. 339-360.
- Coney, P. J., Reynolds, S. J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403-406.
- Coney, P. J., Harms, T., 1984, Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relicts of Mesozoic compression: *Geology*, v. 12, p. 550-554.
- Coney, P. J., Jones, D. L., Monger, 1980, Cordilleran suspect terranes: *Nature*; v. 288, p. 329-333.

- Coney, P. J., Evenchick, C. A., 1994, Consolidation of the American Cordilleras: *Journal of South American Earth Sciences*; v. 7, p. 241–262.
- Cook, J., Gordon, J. E., 1964, A mechanism for the control of crack propagation in all-brittle systems: *Proceedings of the Royal Society of London*, v. 282, p. 508-520.
- Coogan, J. C., Royse, F., Jr., 1990, Overview of recent developments in thrust belt interpretation, *en* Roberts, S., editor, *Geologic field tours of western Wyoming and adjacent Idaho, Montana, and Utah*: Geological Survey of Wyoming Public Information circular, v. 29, p. 89-124.
- Corry, C. E., 1988, Laccoliths; mechanics of the emplacement and growth: *Geologic Society of America, Special Paper*, v. 220, p.1-55.
- Constenius, K. N., 1996, Late Paleogene extensional collapse of the Cordilleran foreland fold and thrust belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 20-39.
- Craddock, J. P., 1988, Geologic map, cross section, and meso-structures across the Idaho-Wyoming fold-and-thrust belt at latitude 42°45': *Geological Society of America Map and Chart Series MCH067*.
- Cross, T. A., 1986, Tectonic controls of foreland basin subsidence and Laramide style deformation, western United States, *en* Allen, P. A., Homewood, P., editors, *Foreland basins*: International Association of Sedimentologists Special Publication, v. 8, p. 15-40.
- Cruden, A., 1988, Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere: *Tectonics*, v. 7, p. 1091-1101.
- Dahlstrom, C.D.A., 1970, Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 18, p. 332-406.
- Daly, R. A., 1903, The mechanics of igneous intrusion. *American Journal of Science*, v. 16, p.107-126.
- Damon, P. E., Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., 1979, Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del río Grande de Santiago: *Asociación Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memoria Técnica*, XIII, p. 156-191.
- Dana, J. D., 1896, *Manual of geology*: American Book Company 4th ed. New York, 1987 p.
- DeCelles, P. G., 1994, Late Cretaceous–Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and southwest Wyoming: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 32-56.
- DeCelles, P. G., Lawton, T. F., and Mitra, G., 1995, Thrust timing, growth of structural culminations, and synorogenic sedimentation in the type area of the Sevier orogenic belt, central Utah: *Geology*, v. 23, p. 699–702.
- DeCelles, P. G., Mitra, G., 1995, History of the Sevier orogenic wedge in terms of critical taper models, northeast Utah and southwest Wyoming: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 454-462.

- DeCelles, P. G., 2004, Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran Thrust Belt and Foreland basin system, Western USA: *American Journal of Science*; v.304, p.105-168.
- DeCserna, Z., Grat, J. L., Ortega, G. F., 1977, Alóctono del Paleozoico inferior de la región de Cd. Victoria, Estado de Tamaulipas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 33-43.
- Denaley, P.T., (1987): Heat transfer during emplacement and cooling of mafic dykes *en* Halls, H. C. y Fahrig, W. F. (editors), *Mafic Dyke Swarms: Geologic Society of America Bulletin*, v. 80, p. 245-256.
- Denison, R. E., Burke, W. H. Jr., Hetherington, E. A., Otto, J. B., 1970, Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico, *en* The Geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt; Symposium in honor of professor Ronald K. Deford: West Texas Geological Society and the University of Texas at Austin, p. 3-14.
- Delgado-García, S., Morales-Acosta, G. 2010. Cartografía y análisis estructural del intrusivo Rocamontes, Coahuila y Zacatecas, México: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra; Linares, Nuevo León; Tesis profesional, 151 p.
- Dickinson, W. R., Klute, M. A., Hayes, M. J., Janecke, S. U., Lundin, E. R., Mckittrick, M. A., Olivares, M. D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1023-1039.
- Dickinson, W. R., 2004, Evolution of the North American Cordillera: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 32, p. 13-44 (doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120257).
- Dixon, J. M., 1975, Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures: *Tectonophysics*, v. 28, p. 89-124.
- Dixon, J. S., 1982, Regional structural synthesis, Wyoming salient of the western overthrust belt: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 66, p. 1560-1580.
- Dodge, F.C.W., 1972, Trace-element contents of some plutonic rocks of the Sierra Nevada Batholith: *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1314-F, 13p.
- Ducea, M., 2001, The California arc: thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare-ups: *GSA Today*, v. 11, p. 4-10.
- Ducea, M., 2002, Constraints on the bulk composition and root foundering rates of continental arcs: a California arc perspective: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p.2304, (doi:10.1029/2001JB000643).
- Ducea, M., Saleeby, J. B., 1998, A case of delamination of the deep batholithic crust beneath the Sierra Nevada, California: *International Geology Review*, v. 40, p. 78-93.
- Dunne, G. C., Walker, J. D., 1993, Age of Jurassic volcanism and tectonism, southern Owens Valley region, east-central California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1223-1230.

- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marret, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana; v. 53, 1-26 p.
- English, J. M., Johnston, S. T., Wang, K., 2003, Thermal modelling of the Laramide orogeny: testing the fat-slab subduction hypothesis: Earth and Planetary Science Letters, v. 214, p. 619-632.
- Enríquez, E., Rivera, R., 2001, Timing of magmatic and hydrothermal activity in the San Dimas District, Durango, Mexico, *en* New Mines and Mineral Discoveries in Mexico and Central America: Society of Economic Geologists Special Publication, v. 8, p. 33-38.
- Ferrari, L., 1995, Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California: Geology, v. 23, p. 751-754.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised: Geological Society America Special Paper 334, p. 41-64.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002, Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico—implications for the late subduction history of the Farallon Plate: Tectonics, v. 21 (doi:10.1029/2001TC001302)
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del Centenario, n. 3, p. 343-378.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., 2011, Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain fold-thrust belt, *en* Poblet, J., and Lisle, R.J., eds., Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts: Geological Society of London Special Publication 349, p. 149-167 (doi:10.1144/SP349.8).
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, D., Vázquez-Serrano, A., 2012, The role of folding in the development of the Mexican fold and thrust belt; Geosphere, v. 8, n. 4, p. 931-949 (doi:10.1130/GES00759.1).
- Fleck, R. J., Carr, M. D., 1990, The age of the Keystone thrust: laser-fusion $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of foreland basin deposits, southern Spring Mountains, Nevada: Tectonics, v. 9, p. 467-476.
- Fleck R. J., Carr, M. D., Davis, G. A., Burchfiel, B. C., 1994, Isotopic complexities and the age of the Delfonte volcanic rocks, eastern Mescal Range, southeastern California: stratigraphic and tectonic implications: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 1242-1253.
- Fyson, W. K., 1980, Fold fabrics and emplacement of an Archean granitoid pluton, left Lake, Northwest territories: Canadian Journal Earth Science., v. 17, p.325-332.
- Gans, P. B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: Tectonics, v.16, p. 388-408.
- Gans, P. B., MacMillan, I., Roldán-Quintana, J., 2003, Late Miocene (Proto Gulf) extension and magmatism on the Sonoran margin: EOS, Transactions AGU, 84(46), Fall Meet. Suppl., F1405

- Gastil, G., 1985, Terranes of Peninsular California and Adjacent Sonora, *en* Howell, D. G., editor, Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region. Houston, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, v.1, p. 273-283.
- Gilbert, G. K., 1928. Studies of basin-range structure: U. S. Geological Survey, Professional Paper 153, p. 1-92.
- Gill, J. B., 1981, Orogenic Andesites and Plate tectonics: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 390 p.
- Gilmer, A.L., Clark, K.F., Conde, C., Hernandez, I., Figueroa, J.I., Porter, E.W., 1988, Sierra de Santa Maria, Velardeña mining district, Durango, Mexico: Economic Geology, 83, 1802-1829 pp.
- Goldhammer, R. K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico, Boulder, Colorado: Geological Society of North America Special Paper 340, p. 1-58.
- Goldhammer, R. K., Dunn, P. A., Lehmann, P. J., 1993, The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, west Texas): Constraints from outcrop data, inverse and forward stratigraphic modeling: Journal of Sedimentary Petrology, v. 63, p. 318-359.
- Gómez-Alejandro, C., González Aguilar, J.A. 2010. Análisis temporal y estructural, mecanismos de ascenso y emplazamiento del intrusivo Concepción del Oro, Zacatecas: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. Linares, Nuevo León; Tesis profesional, 142 p.
- González-Guzmán, R, 2011, Origen y evolución magmática del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. Linares, Nuevo León; Tesis de Maestría, 190 p.
- Gretener, P. E., 1969, On the mechanics of the intrusion of sills: Canadian Journal of Earth Science, v. 6, p. 1415-1419.
- Grout, F.F., 1945, Scale models of structures related to batholiths: American Journal of Science, p. 260-284.
- Guineberteau, B., Bouches, J. L., Vigneresse, J. L., 1987, The Mortagne Granite Pluton (France) Emplaced by Pull Apart Along a Shear Zone: Structural and Gravimetric Arguments a regional implication: Geological Society of America Bulletin, v. 99, p. 763-770.
- Haenggi, W. T., 2002, Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LV, n. 1, p. 38-94.
- Hamilton, W., 1981, Crustal evolution by arc magmatism: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 302, p. 279-291
- Hamilton, W., Myers, W. B., 1966, Cenozoic tectonics of the western United States: Reviews of Geophysics, v. 4, p.509-549.

- Hamilton, W., Myers, W. B., 1967, The nature of batholiths: U.S. Geological Survey Professional Paper 544C, 30 p.
- Harrison, J. E., Groggs, A. B., and Wells, K. D., 1974, Tectonic features of the Precambrian Belt basin and their influence on post-Belt structures: U.S. Geological Survey Professional paper 86, 15 p.
- Heller, P. L., Bowler, S. S., Chambers, H. P., Coogan, J. C., Hagen, E. S., Shuster, M. W., Winslow, N. S., Lawton, T. F., 1986, Time of initial thrusting in the Sevier orogenic belt, Idaho, Wyoming and Utah: *Geology*, v. 14, p. 388-391.
- Heller, P. L., Paola, C., 1989, The paradox of Lower Cretaceous gravels and the initiation of thrusting in the Sevier orogenic belt, United States western interior: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 864-875.
- Henry, C. D., Aranda-Gomez, J. J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J., 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, v. 318, p. 1-26.
- Hoek, H., 1996, Mafic dykes of the Vestfold Hills East Antarctica: An analysis of the emplacement mechanism of tholeiitic dyke swarms and of the role of dyke emplacement during crustal extension. PhD thesis: Universiteit Utrecht, Germany, 134p.
- Hudec, M. R., 1992, Mesozoic structural and metamorphic history of the central Ruby Mountains metamorphic core complex, Nevada: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1086-1100.
- Humphrey, W. E., Díaz, T., 1956, Correlation of the mesozoic strata of northeast Mexico: *Gulf Coast Association Geological, Society Transactions*, v. 6, p. 32-34.
- Hutton, J., 1794, Observations on granite: *Transaction of the Royal Society of Edinburgh*, v. 3, p. 77-81.
- Hutton, D. H. W., 1982, A method for the determination of the initial shapes of deformed xenoliths in granulites: *Tectonophysics*, v. 85, p. 45-50.
- Hutton, D. H. W., 1988, Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies: *Royal Society of Edinburgh*, v. 79, p. 245-255.
- Hodges, K. V., Walker, J. D., 1992, Extension in the Cretaceous Sevier orogen, North American Cordillera: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 560-569.
- Hogan, J. P., Gilbert, M. C., 1995, The A-type Mount Scout Granite Sheet: importance of crustal magma traps. *Journal of Geophysical Research*, v.100, p. 779-793.
- Horner, J. T., Enríquez, E., 1999, Epithermal precious metal mineralization in a strike-slip corridor: the San Dimas district, Durango, Mexico: *Economic Geology*, v. 94, p. 1375-1380.

- Howard, K. A., and John, B. E., 1987, Crustal extension along a rooted system of imbricate low-angle faults: Colorado River extensional corridor, California and Arizona *en* M. P. Coward, J. F. Dewey, P. L. Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics, Geological Society Special Publication, v. 28, p. 299-311.
- Humphrey, W. H., 1949, Geology of the Sierra de Los Muertos Area, Mexico (with descriptions of Aptian Cephalopods from the La Peña Formation): Geological Society of America Bulletin, v. 6, p. 80-176.
- Hyndman, D. W., 1983, The Idaho batholith and associated plutons, Idaho and western Montana, *en* Roddick, J. A., editor, Circum-Pacific plutonic terranes: Geological Society of America Memoir, v. 159, p. 213-240.
- Imlay, R. W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; pte. 4, Geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 1091-1152.
- Imlay, R. W. (1937): Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 48, p. 587-630.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Consejo de Recursos Minerales, 2003, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I): U.S. Geological Survey Open File Report, OF-03-020, 79 p.
- Kalakay, J. T., John, B. E., Lageson, D. R., 2001, Fault controlled pluton emplacement in the Sevier fold and thrust belt of southwest Montana, USA: Journal of Structural Geology, v. 23, p. 1151-1165.
- Kelly, W.A., 1936, Geology of the mountains bordering the valley of Acatita and Las Delicias: Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 1009-1038.
- Keppie, J.D., 2004, Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey: International Geology Review; v. 46, 765-794 p.
- Krummenacher, D., Gastil, R., Bushee, J., Doupont, J., 1975, K-Ar apparent ages, Peninsular Ranges batholith, southern California and Baja California: Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 760-768.
- Lamerson, P. R., 1982, The Fossil Basin and its relationship to the Absaroka thrust system, Wyoming and Utah, *en* Powers, R. B., editor, Geologic studies of the Cordilleran thrust belt: Denver, Colorado, Rocky Mountain Association of Geologists, p. 279-337.
- Lawton, T. F., 1985, Style and timing of frontal structures, thrust belt, central Utah: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 1145-1159.
- Lawton, F. T., Giles, K. A. 1997, Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous - Early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico, *en* Field Trip: American Association Petroleum Geologists, Dallas Geological Society, n. 10.
- Lee, S. Y., Barnes, C. G., Snoke, A. W., Howard, K. A., Frost, C. D., 2003, Petrogenesis of Mesozoic, peraluminous granites in the Lamoille Canyon area, Ruby Mountains, Nevada, USA: Journal of Petrology, v. 44, p. 713-732.

- LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Woolley, A.R., 2002, *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms*: Cambridge, Cambridge University Press, 252 p.
- Levich, R. A., 1973, *Geology and ore deposits of the Sierra de Santa Maria, Velardefia, Durango, Mexico*: Unpub. M.S. thesis, Austin, Univ. Texas, 148 p. en Gilmer, A.L., Clark, K.F., Conde, C., Hernandez, I., Figueroa, J.I., Porter, E.W., 1988, *Sierra de Santa Maria, Velardeña mining district, Durango, Mexico*: *Economic Geology*, 83, 1802-1829 pp.
- Lipman, P. W., 1992, *Magmatism in the Cordilleran United States: progress and problems*, en Burchfiel, B. C., Lipman, P. W., Zoback, M. L., editors, *The Cordilleran Orogen: Conterminous U. S. Geological Society of America, The Geology of North America*, v. G-3, p. 481-514.
- Lister, J. R., Kerr, R. C., 1991, *Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes*: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 10049-10077.
- Luhr, J. F., Henry, C. D., Housh, T. B., Aranda-Gómez, J. J., McIntosh, W. C., 2001, *Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango (Mexico)*: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 760-773.
- López-Oliva, J.G., Keller, G., Stinnesbeck, W., 1998, *El límite Cretácico/Terciario (K/T) en el noreste de México, extinción de foraminíferos planctónicos*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, p. 109-113.
- Lozano-Serna, J., 2010, *Análisis estructural y modelo de emplazamiento del intrusivo El Peñuelo, Concepción del Oro, Zacatecas, México*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 139 pp.
- Lowell, J.D., 1983, *Foreland deformation*: *Rocky Mountain Association Geologists*, p. 1-7.
- MacMillan, I., Gans, P. B., Roldán-Quintana, J., 2003, *Voluminous mid-Miocene silicic volcanism and rapid extension in the Sierra Libre, Sonora, Mexico*: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 35, p. 26.
- Mahood, A., 1985, *Emplacement of the Zer pluton, Morocco*: *Bulletin Geological Society of America*, v. 96, p. 931-939.
- Marsh, B. D., 1982, *On the mechanics of igneous diapirism, stopping and zone, melting*: *American Journal of Science*, v. 282, p. 808-855.
- McDowell, F., Keizer, R., 1977, *Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, Mexico*: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88(10), pp. 1479-1487.
- McDowell, F. W., Clabaugh, S. E., 1979, *Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico*: *Geological Society of America Special Paper*, v. 180, p. 113-124.

- McDowell, F., Mauger, R., 1994, K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua state, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 106(1), p. 118-132.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1349-1360.
- McDowell, F., Roldán-Quintana, J., Connelly, J., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v.113, pp. 521-531.
- McGrew, A. J., Peters, M. T., Wright, J. E., 2000, Thermobarometric constraints on the tectonothermal evolution of the East Humboldt Range metamorphic core complex, Nevada: Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 45-60.
- McKee, J. W., Jones, N. W., and Long, L. E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 593-614.
- McLeroy, D. F., Clemons, R. F., 1965, Hoja Pedriceñas 13R-1(4) con resumen de la geología de la Hoja Pedriceñas, en los Edos de Coahuila y Durango: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, 1 mapa.
- McMannis, W. J., 1963, LaHood Formation a coarse facies of the Belt Series in southwestern Montana: Geological Society of America Bulletin, v. 74, p. 407-436.
- Medwedeff, D. A., 1989, Growth Fault-Bend Holding at Southern Lost Hills, San Joaquin Valley, California: American Association of Petroleum Geologists, v. 73, p. 54-67.
- Megaw, P. K. M., 1990, Geology and geochemistry of the Santa Eulalia mining district, Chihuahua, Mexico: Ph. D. Thesis, University of Arizona, Tucson, Arizona, 463 p.
- Miller, E. L., Gans, P. B., 1989, Cretaceous crustal structure and metamorphism in the hinterland of the Sevier thrust belt, western U.S. Cordillera: Geology, v. 17, p. 59-62.
- Miller, E. L., Gans, P. B., Wright, J. E., Sutter, J. F., 1988, Metamorphic history of the east-central Basin and Range province: tectonic setting and relationship to magmatism, *en* Ernst, W. G., editor, Metamorphism and crustal evolution, western conterminous United States: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 649-682.
- Miller, C. F., Watson, E. B., Harrison, T. M., 1988, Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas: Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Science, v.79, p.135-156.
- Mitra, G., 1997, Evolution of salients in a fold-and-thrust belt: the effects of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper, *en* Sengupta, S., editor, Evolution of geological structures in micro- to macro-scales: London, Chapman and Hall, p. 59-90.
- Molina-Garza, R.S., Chávez-Cabello, G., Iriondo, A., Porras-Vázquez, M.A., Terrazas-Calderón, G.D., 2008, Paleomagnetism, structure and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Cerro Mercado

- pluton, Coahuila: Implications for the timing of the Laramide orogeny in northern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, p. 284-301
- Monger, J. W. H., Price, R. A., 1979, Geodynamic evolution of the Canadian Cordillera—progress and problems: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 16, p. 770-791.
- Moreno-Bedmar, J. A., Manzo-Barragán, R., Company-Sempere, M., 2013, Aptian (lower Cretaceous) ammonite biostratigraphy of the Francisco Zarco Dam stratigraphic section (Durango State, northeast Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 150-158.
- Mudge, M., 1982, Structural geology of the northern disturbed belt, Montana, *en* Powers, R. B., editor, *Geologic studies of the Cordilleran thrust belt*: Denver, Rocky Mountain Association of Geologists, p. 91-122.
- Muir, J. M., 1936, *Geology of the Tampico Region, Mexico*. American Association of Petroleum Geologists, p.280.
- Mújica-Mondragón, M. R., Jacobo-Albarrán, J., 1983. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: Instituto Mexicano del Petróleo; Proyecto C-1156, 78 p.
- Mustcheler, F. E., Larson, E. E., Bruce, R. M., Laramide and younger magmatism in Colorado new petrologic and tectonic variations on old themes: *Colorado School of Mines Quaterly*, v. 82, p. 1-47.
- Navarro, B. R., 1982, Geología y operación minera del cuerpo Concordia NW, Mina del Monte, Dto. Zimapán, in, *Libreto guía excursión geología de la región de Zimapán y áreas Circundantes*, Edos de Hgo. y Qro.: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, p. 28-32.
- Nourse, J. A., Anderson, T. H., Silver, L. T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: *Tectonics*, v. 13, p. 359-366.
- Oldow, J.S., Bally, A.W., Ave Lallemand, H.G., Leeman, W.P., 1989, Phanerozoic evolution of the North America Cordillera; United States and Canada *en* A. W. Bally, A.R. Palmer editores, *The Geology of North America; An Overview: The Geology of North America*, V. A, Geological Society of America, p. 139-232.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982, *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México*. Austin, Texas, University of Texas, Tesis doctoral, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1985, *Las Estructuras de la curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí*: Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto de Geología, *Revista*, v. 6, p. 1-20.
- Parsons, T., 1995, The Basin and Range Province, in *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics*, K. H. Olsen (Editor), Elsevier, Amsterdam, p. 277- 324.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., Fowler, T. K. Jr., 1991, Aureole Tectonics, *en* Kerrick, D. M. (Ed): *Contact Metamorphism: Mineral Society of America Review*, v. 26, p. 673- 722.

- Paterson, S. R. & Fowler, K. Jr., 1993, Reexamining Plutón Emplacement Processes: *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 191-206.
- Paterson, S. R. & Vernon, R. H., 1995, Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geologic Society of America Bulletin*, v. 107, p. 1356-1380.
- Paz-Moreno, F., Demant, A., Cochemé, J. J., Dostal, J., Montigny, R., 2003, The Quaternary Moctezuma volcanic field: A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, v. 374, p. 439-455.
- Perry, W. J., Jr., Haley, J. C., Nichols, D. J., Hammons, P. M., Ponton, J. D., 1988, Interactions of Rocky Mountain foreland and Cordilleran thrust belt in Lima region, southwest Montana, *en* Schmidt, C. J., Perry, W. J., Jr., editors, *Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt: Geological Society of America Memoir*, v.171, p. 267-290.
- Peters, M. T., Wickham, S. M., 1994, Petrology of upper amphibolite facies marbles from the East Humboldt Range, Nevada, USA: Evidence for high-temperature, retrograde, hydrous volatile fluxes at mid-crustal levels: *Journal of Petrology*, v. 35, p. 205-238.
- Petersen, F.A., 1983, Foreland detachment structures: *Rocky Mountain Association Geologist*, p. 65-69.
- Petford, N., 1996, Dikes or Diapirs: *Transaction of the Royal Society of Edinburg*, v. 87, p. 105-114.
- Petford, N., Kerr, R.C., Lister, J.R. ,1993, Dike transport of granitoid magmas: *Geology*, v. 21, p. 845-848.
- Pitcher, W. S., 1979, The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Journal of the Geologic Society of London*, p. 627-662.
- Poblet, J., 2004: Geometría y Cinemática de Pliegues relacionados con Cabalgamientos. *Trabajo de Geología*, Universidad de Oviedo, p. 127-146.
- Price, R. A., 1981, The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains, *en* McClay, K. J., Price, N. J., editors, *Thrust and nappe tectonics: Geological Society of London Special Publication*, v. 9, p. 427-448.
- Prieri, M., 1989, Three seismic profiles through the Po Plain *en* Atlas of seismic stratigraphy vol.3 (A.W.Bally, Eds.), *American Association Petroleum Geologists*, v. 27, p. 90-110..
- Rehrig, W. A., Reynolds, S. J., 1980, Geologic and geochronologic reconnaissance of a northwest-trending zone of metamorphic core complexes in southern and western Arizona *en* Crittenden, M. D., editors, *Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memories*, v. 153, p. 131-157.
- Ramberg, H., 1967, *Gravity, deformation and the earth's crust as studied by centrifuge models*. London: Academic Press.

- Ramberg, H. (1970): The initiation, ascent and emplacement of magmas *en* Newall, G. N., Rast, N. (eds) Mechanism of igneous intrusion. Geol. Journ.. Special Issue 2, p. 261-286.
- Ramírez, R. C., 1978, Reinterpretación tectónica del esquistosidad Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 5-42.
- Ramírez-Peña, C. F., 2011, Cartografía y análisis estructural del intrusivo Santa Rosa, Concepción del Oro, Zacatecas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.
- Reyes-Cortés, I. A., Goodell, P. C., 2000, Geologic setting and mineralization: Sierra Peña Blanca, Chihuahua, Mexico, *en* Cuarta Reunión sobre Geología del Noroeste de México y Áreas Adyacentes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, Publicaciones Ocasionales, v. 2, p. 101.
- Rich, J.L., 1934, Mechanics of low angle overthrust faulting as illustrated by the Cumbeland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.18, p. 1584-1596.
- Robinson, G. D., Klepper, M. R., Obradovich, J. D., 1968, Overlapping plutonism, volcanism, and tectonism in the Boulder batholith region, western Montana *en* Coats, R. R., Hay, R. L., Anderson, C. A., editors, Studies in volcanology: Geological Society of America Memoir 116, p. 557-576.
- Roldán-Quintana, J., 1968, Estudio Geológico de reconocimiento de la región de Peñón Blanco, Estado de Durango: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 31, 79-105.
- Roldán-Quintana, J., McDowell, F. W., Delgado-Granados, H., Valencia-Moreno M., 2009, East-west variations in age, chemical and isotopic composition of the Laramide batholith in southern Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 26, p. 543-563
- Rogers, C.L.; Cserna, Z.; V. Vloten, R.; Tavera, A.E., Ojeda, R.J., 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Boletín, n. 56, 322 p.
- Rogers, C.L., Vloten, V.R., Rivera, O.J., Tavera, A.E., De Cserna, Z., 1963, Plutonic rocks of northern Zacatecas and adjacent areas, Mexico: Boletín del Consejo de Recursos Naturales no Renovables, vol. 61, 7-10 pp.
- Royse, F., Jr., Warner, M. A., Reese, D. L., 1975, Thrust belt structural geometry and related stratigraphic problems Wyoming-Idaho-northern Utah, *en* Bolyard, D. W., editor, Deep drilling frontiers of the central Rocky Mountains: Denver, Rocky Mountain Association of Geologists, p. 41-54.
- Royse, F., Jr., 1993, An overview of the geologic structure of the thrust belt in Wyoming, northern Utah, and eastern Idaho, *en* Snoke, A. W., Steidtmann, J. R., Roberts, S. M., editors, Geology of Wyoming: Geological Survey of Wyoming Memoir, n. 5, p. 272-311.
- Rubin, A. M., 1993, Dikes vs diapirs in viscoelastic rocks: Earth and Planetary Science Letters, p. 641-659.

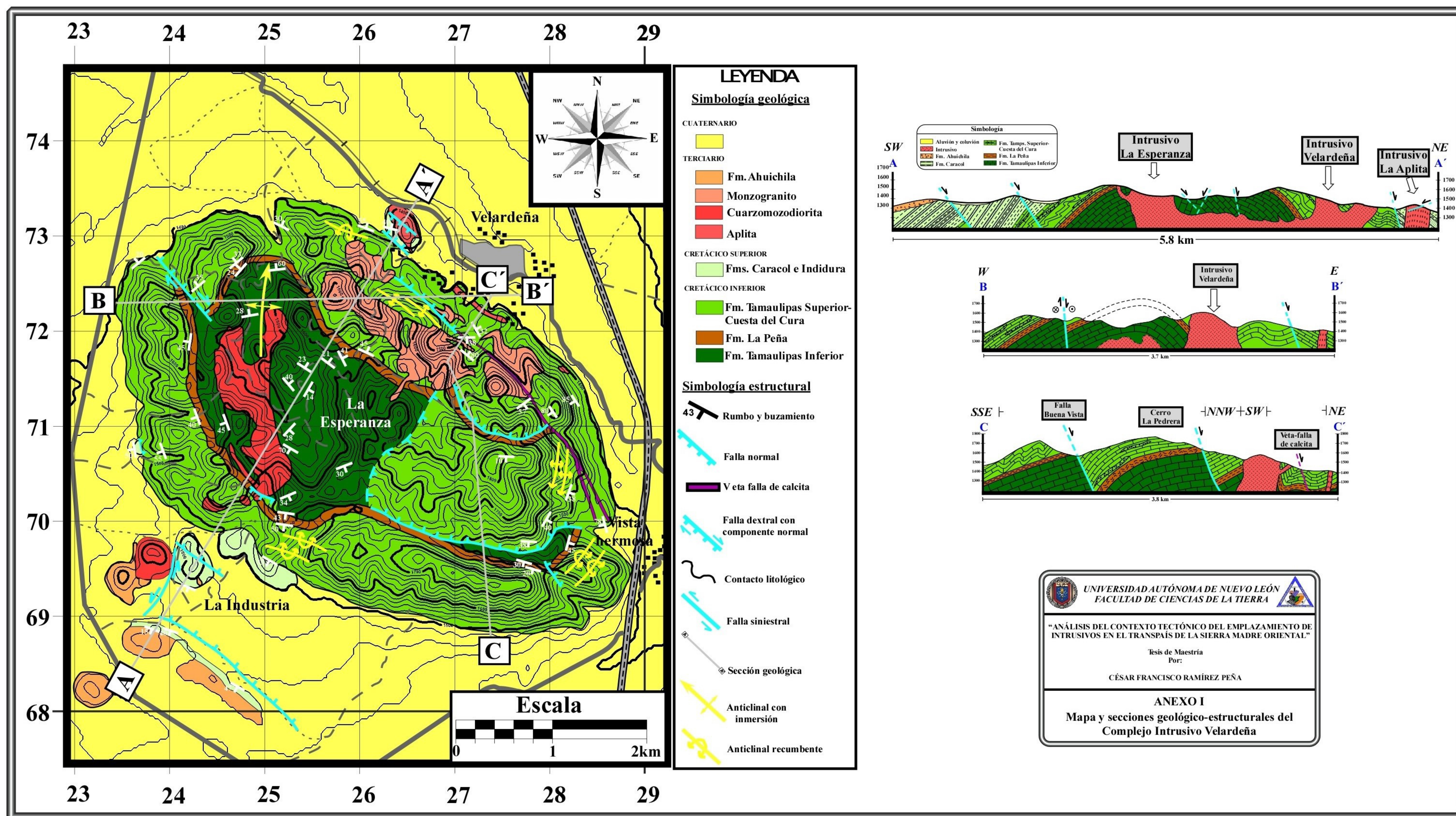
- Ruppel, E. T., López, D. A., 1984, The thrust belt in southwest Montana and east-central Idaho: U.S. Geological Survey Professional Paper, v.1278, 41 p.
- Saleeby, J. B., and Busby-Spera, C., 1992, Early Mesozoic tectonic evolution of the western U.S. Cordillera, *en* Burchfiel, B. C., Lipman, P. W., and Zoback, M. L., editors, The Cordilleran Orogen: Conterminous U. S.: Geological Society of America, The Geology of North America, v. G-3, p. 107–168.
- Schmeling, H., Cruden, A. R., Marquart, G., 1988, Finite deformation in around a fluid sphere moving through a viscous medium: implications for diapiric ascent: *Tectonophysics*, v.149, p.17-34.
- Schmitt, J. G., Haley, C., Lageson, D. R., Horton, B. K., and Azevedo, P. A., 1995, Sedimentology and tectonics of the Bannack-McKnight Canyon-Red Butte area, southwest Montana: new perspectives on the Beaverhead Group and Sevier orogenic belt; *Northwest Geology*, v. 24, p. 245–313.
- Schirmer, T. W., 1988, Structural analysis using thrust-fault hanging-wall sequence diagrams: Ogden duplex, Wasatch Range, Utah: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 72, p. 573-585.
- Schmidt, C. J., O'Neill, J. M., 1982, Structural evolution of the southwest Montana transverse zone, *en* Powers, R. B., editor, *Geologic studies of the Cordilleran thrust belt*: Denver, Rocky Mountain Association of Geologists, p. 193-218.
- Scholz C., Barazangi M., Sbar M.L., 1971, Late Cenozoic evolution of the Great Basin, western United States, as an ensialic interarc basin: *Geological Society of America Bulletin*, v.82, p. 2,979-2,990.
- Schwertner, W. M., 1990, Structural test of diaper hypothesis in Archean crust of Ontario: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 27, p. 387-402
- Seager, W. R., Mack, G. H., 1986, Laramide paleotectonics of southern New Mexico: *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 41*, p. 669-685.
- Sears, J. W., 2001, Emplacement and denudation history of the Lewis-Eldorado-Hoadley thrust slab in the northern Montana Cordillera, USA: Implications of steady-state orogenic processes: *American Journal of Science*, v. 301, p. 359-373.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México: *Geological Society of America; Special paper*, v. 278, 153 p.
- Servicio Geológico Mexicano, 1997, Carta geológico minera Velardeña G13-D44. Escala 1:50,000.
- Severinghaus, J., Atwater, T., 1990, Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America, *en* Wernicke, B. P. ed. *Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada*: Boulder, Colorado, The Geological Society of America, *Memoir*, n. 176, p. 1-22.
- Shelly, D. M., 1985, Determining paleo-flow directions from groundmass fabrics in the Lyttleton radial dykes, New Zealand: *Journal of Volcanology and Geotherms*, v. 25, p. 69-79.

- Shuster, M.W., Steidmann, J.R., 1987, Fluvial-sandstone architecture and thrust-induced subsidence, northern Green River basin, Wyoming: Society for Sedimentary Geology Spec. Publ. 39, p. 279-285.
- Skipp, B., 1987, Basement thrust sheets in the Clearwater orogenic zone, central Idaho and western Montana: *Geology*, v. 15, p. 220-223.
- Smith, M. T., Dickinson, W. R., Gehrels, G. E., 1993, Contractional nature of Devonian-Mississippian Antler tectonism along the North American continental margin: *Geology*, v. 21, p. 21-24.
- Snoke, A. W., Miller, D. M., 1988, Metamorphic and tectonic history of the northeastern Great Basin, *en* Ernst, W. G., editor, *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 606-648.
- Spencer, J. E., Reynolds, S. J., 1990, Relationship between Mesozoic and Cenozoic tectonic features in west central Arizona and adjacent southeastern California: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 539-555.
- Spurr, J. E., Garrey, G. H., 1908, Ore-deposits of the Velardena District, Mexico, *Econ. Geol.*, vol. 3, pp. 688-725.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2009, U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, vol. 34, n. 1, pp. 5-18.
- Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E., and Cendejas Cruz, J.E., 2007. Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, núm. 1, p. 104-119.
- Sonder, L. J., C. H. Jones, 1999, Western United States extension: How the West was widened: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 27, p. 417-462.
- Sosa-Valdés, R., 2011, Geocronología U-Pb del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 117 pp.
- Stock, J. M., Hodges, K. V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: *Tectonics*, v. 8, p. 99-115.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault bend folding: *American Journal Science*, v.283, p. 684-721.
- Suppe, J., Medwedeff, D. A., 1990, Geometry and kinematics of fault propagation folding: *Eclogae Geol. Helv.*, v.83, p. 409-454.
- Suter, M., 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico: *Geological Society of American Bulletin*, v. 95, p. 1387-1397.
- Suter, M., 2001, The historical seismicity of northeastern Sonora and northwestern Chihuahua, Mexico (28-32° N, 106-111° W): *Journal of South American Earth Sciences*, v.14, p. 521-532.

- Sylvester, A. G., Ortel, G., Nelson, C. A., Chistie, J. M., 1978, Papoose Flat plutón: a granite blister in the Inyo Mountains, eastern California: *Geologic Society of America Bulletin*, p. 1202-1219.
- Tardy, M., 1980, Contribution a l'étude geologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie de Paris, 445 p.
- Tweto, O., 1975, Laramide (Late Cretaceous-Early Tertiary) orogeny in the southern Rocky Mountains: *Geological Society of America Memoir* 144, p.1-44.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M., Patchett, P., Zürcher, L., Hodkinson, D., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern México: identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1409-1422.
- Vega-Vera, F. J., Perrilliat, M. C., 1989, La presencia del Eoceno marino en la cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: orogenia post-Ypresiana: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 8, p. 67-70.
- Vernon, R. H., Etheridge, M. A., Wall, V. J., 1988, Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow: *Lithos*, v. 22, p. 1-12.
- Van der molen, I., Paterson, M. S., 1979, Experimental deformation of partly-melted granite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, p. 299-318.
- Wall, J. R., Murria, G. E., Díaz, G. T., 1961, Occurrence of intrusive gypsum and its effects on structural forms in Coahuila marginal folded province of northeastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 45, p. 1504-1522.
- Walker, J. D., Burchfiel, B. C., Davis, G. A., 1995, New age controls on initiation and timing of foreland belt thrusting in the Clark Mountains, southern California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 742-750.
- Wallace, C. A., Lidke, D. J., Schmidt, R. G., 1990, Faults of the central part of the Lewis and Clark line and fragmentation of the late Cretaceous foreland basin in west-central Montana: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 1021-1037.
- Wallace, P., Carmichael, I. S. E., Richter, K., Becker, T. A., 1992, Volcanism and tectonism in western Mexico: A contrast of style and substance: *Geology*, v. 20, p. 625-628.
- Weinberg, R. F., Podladchikov, Y., 1995, The rise of solid state diapirs: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p.1183-1195.
- Weertman, J., 1980, The stopping of a rising, liquid-filled crack in the earth's crust by a freely slipping horizontal joint: *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 967-976.
- Wells, M. L., 1997, Alternating contraction and extension in the hinterlands of orogenic belts: an example from the Raft River Mountains, Utah: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 107-126.
- Wernicke, B., Axen, G. J., Snow, J. K., 1988, Basin and Range extensional tectonics at the latitude of Las Vegas, Nevada: *Geological Society of American Bulletin*, v. 100, p. 1738-1757.

- Wernicke, B. P., Christiansen, R. L., England, P.C., Sonder, L.J., 1987, Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera, *en* Coward, M. P., Dewey, J. F. y Hancock, L. editors, Continental Extensional Tectonics, Geological Society, Special Publication, n. 28, p. 203-221.
- Wernicke, B., 1992, Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera, *en* Burchfiel, B. C., Lipman, P. W., Zoback, M. L., editors, The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.: Geological Society of America, The Geology of North America, v. G-3, p. 553-581.
- Williams, H., 1941, Calderas and their origin: Bulletin of the Department of Geological Sciences, University of California, v. 25, p. 239-346.
- Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis. Harper Collins Academic, London, UK. 466 pp.
- Wilson, F., Rocha, S. (1949) Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico, volume 962: US Geological Survey Bulletin, Boulder, CO, U.S.A., 80 pp..
- Wrucke, C. T., Stevens, C. H., Wooden, J. L., 1995, The Butte Valley and Layton Well thrusts of eastern California: distribution and regional significance: Tectonics, v. 14, p. 1165-1171.
- Woodcock, N. H., Fisher, M., 1986, Strike-slip duplexes: Journal of Structural Geology, v. 25, p. 725-735.
- Yonkee, W. A., Parry, W. T., Bruhn, R. L., Cashman, P. C., 1989, Thermal models of thrust faulting: constraints from fluid inclusion observations, Willard thrust sheet, Idaho-Utah-Wyoming thrust belt: Geological Society of America Bulletin, v. 101, p. 304-313.
- Yonkee, W. A., 1992, Basement-cover relations, Sevier orogenic belt, northern Utah: Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 280-302.
- Zimmermann, J., Stussi, J., González Partida, E., Arnold, M., 1988, K-Ar evidence for age and compositional zoning in the Puerto Vallarta-Rio Santiago batholith (Jalisco, Mexico): Journal of South American Earth Sciences, v. 1, pp. 267-274.
- Zhou, Y., Murphy, M.A., Hamade, A., 2006, Structural development of the Peregrina-Huizachal Anticlinorium, Mexico: Journal of Structural Geology, v. 28, p. 494-507.
- Zoback, M. L., Anderson, R. E., Thompson, G. A., 1981, Cenozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States: R. Soc. Lond., A300, p. 407-434.
- Zoback, M. L., McKee, E. H., Blakely, R. J., Thompson, G. A., 1994, The northern Nevada rift: Regional tectono-magmatic relations and middle Miocene stress direction: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 371-382.

ANEXO I



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

“ANÁLISIS DEL CONTEXTO TECTÓNICO DEL EMPLAZAMIENTO DE INTRUSIVOS EN EL TRANSPÁS DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL”

Tesis de Maestría
Por:
CÉSAR FRANCISCO RAMÍREZ PEÑA

ANEXO I
Mapa y secciones geológico-estructurales del
Complejo Intrusivo Velardeña

ANEXO II

